Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern)

Mit einem paläontologischen Teil:

Terrestrische Gastropoden aus der oligocaenen und miocaenen Molasse der Gurnigelregion und des Gebietes zwischen Thunersee und Napf

Mit 20 Textfiguren, 1 Tabelle und 3 Tafeln

Inauguraldissertation

der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Bern

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

René Viktor Blau

von Bern und Huttwil

Mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S. N. G. gedruckt

1964

Druck Stämpfli & Cie., Bern

1966

Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern)

Mit einem paläontologischen Teil:

Terrestrische Gastropoden aus der oligocaenen und miocaenen Molasse der Gurnigelregion und des Gebietes zwischen Thunersee und Napf

Mit 20 Textfiguren, 1 Tabelle und 3 Tafeln

Inauguraldissertation

der

Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Bern

zur

Erlangung der Doktorwürde

vorgelegt von

René Viktor Blau

von Bern und Huttwil

Mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S. N. G. gedruckt

Druck Stämpfli & Cie., Bern

1966

Von der Philosophisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät auf Antrag des Herrn Professor W. K. Nabholz angenommen.

Bern, den 9. Juli 1964

Der Dekan:
Prof. Dr. W. Wegmüller

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN

Separatdruck aus:
Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz
Neue Folge, 125. Lieferung, 1966

Vorwort der Geologischen Kommission

Im Herbst 1964 hat Herr Dr. R. V. Blau das Manuskript seiner Dissertation «Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet» der Geologischen Kommission eingereicht mit dem Ersuchen, die Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Diese gründliche und detaillierte Monographie, die unter der Leitung von Prof. Rutsch entstanden ist, enthält auch einen paläontologischen Teil, der die terrestrischen Gastropoden aus der Molasseregion zwischen Napf und Gurnigel behandelt. Der Arbeit liegen Aufnahmen 1:10000 zugrunde, die für Blatt 1207 Thun des geologischen Atlas verwendet werden können.

Die Kommission hat deshalb in der Sitzung vom 27. Februar 1965 beschlossen, die Dissertation in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Herr Blau wird an die hohen Druckkosten wesentlich beisteuern, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht. Die Belegsammlung zu diesen Arbeiten befindet sich im Naturhistorischen Museum Bern.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im November 1965

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. Vonderschmitt

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546621_0045

Vorwort des Verfassers

Ich habe meine Dissertation auf Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. R.F.Rutschs im Frühjahr 1958 begonnen.

Er hat mir vorgeschlagen, das östliche Gurnigelgebiet im Massstab 1:10000 neu zu kartieren und mit Hilfe paläontologischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen zu versuchen, einige der noch offenen stratigraphischen und tektonischen Fragen der Molasse- und Flyschablagerungen zu beantworten. Im weitern sollten auch die quartär- und hydrogeologischen Verhältnisse dieses Gebietes berücksichtigt werden.

Ausserdem sind terrestrische Gastropoden aus der Molasseregion zwischen Napf und Gurnigel systematisch bearbeitet worden; neben der Bestimmung neuer Funde und der kritischen Durchsicht der Resultate früherer Autoren galt es vor allem, den Leitwert der Arten zu überprüfen.

Grosser Dank gebührt Herrn Prof. R.F.Rutsch, der meine Dissertation geleitet hat und ihr stets reges Interesse entgegenbrachte; mit seinen vielen Anregungen im Labor und auf Feldbegehungen hat er Wesentliches zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Dank schulde ich auch den Herren Prof. J.Cadisch, dem früheren Direktor, und Prof. W.K.Nabholz, dem jetzigen Vorsteher des Geologischen Institutes; sie nahmen stets Anteil an meiner Arbeit, waren bereit, Probleme meiner Dissertation zu besprechen, und ermöglichten mir ein rationelles Arbeiten im Labor.

Allen den nachfolgend aufgeführten Herren, die freundlicherweise sich bemühten und ihre Zeit opferten, um mir mit Ihrem Wissen zu helfen, sei herzlich gedankt:

- Herrn Prof. E.Niggli und Herrn Prof. Th.Hügi, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Bern, denen ich jederzeit petrographische Fragen vorlegen durfte;
- Herrn Dr. J.Hürzeler, Naturhistorisches Museum Basel, der von einer Säugerfundstelle grössere Mengen Mergel ausschlämmte und die verschiedenen Säugerfunde aus der Molasse bestimmte;
- Herrn Prof. H.Hagn und Herrn Dipl. Geol. H. G.Lindenberg, Institut für Paläontologie und historische Geologie, München, die den überwiegenden Teil der Mikrofaunen des subalpinen Randflysches bearbeiteten;
- den Herren Dr. W.H.Blow (BP Trinidad Ltd., Trinidad), Prof. H.M.Bolli (ETH, Zürich), Dr. C.W. Drooger (Rijks-Universiteit, Utrecht), Dr. H.J.Oertli (SNPA, Pau), Dr. Z.Reiss (Geological Survey, Jerusalem) und Dr. H.H.Renz (Gulf Oil Co., Corseaux s. Vevey), die einen Teil der Mikrofaunen aus dem subalpinen Randflysch durchgesehen haben und mit ihren Anregungen mithalfen, das schwierige Problem der Datierung dieser Sedimente zu lösen;
- Herrn L. Grambast (Lab. de Morphologie Végétale et Paléobotanique, Montpellier), der die Charaoogonien aus der Molasse bestimmte;
- den Herren Dr. H.A.Haus (Wintershall, Überlingen), Dr. Ch.Emmenegger (Geol. Survey of West-Australia, Perth) die mir auf Begehungen in meinem Gebiet manchen wertvollen Hinweis erteilten;
- den Herren Dr. W.Fischer (Tübingen), Prof. H.Hagn (München), Dr. O.Hölzl (Hausham) und Dr. H.K.Zöbelein (München), die uns im Oktober 1959 auf einer Vergleichsbegehung durch die bayrische Molasse und ihre Unterlage führten;
- Herrn Prof. J.Klaus, Direktor des Geologischen Institutes der Universität Freiburg, der es ermöglichte, dass in den Jahren 1962/1963 gemeinsame Exkursionen des Berner und Freiburger Institutes in die Arbeitsgebiete von P.Corminbœuf und Dr. Ch.Emmenegger durchgeführt worden sind;
- den Herren Dr. Ch.Emmenegger (Perth) und P.Corminbœuf (Freiburg), die jederzeit über die gemeinsamen Probleme zu diskutieren bereit waren;

– den Herren Prof. A. Lombard, Dr. J. J. Charollais und D. Rigassi (alle in Genf), die meinen Kameraden F. Scherer und mich auf zwei Vergleichsbegehungen (1962/1963) in den Flysch und die Molasse südlich von Genf und im angrenzenden savoyischen Gebiet führten.

Den Direktoren des Naturhistorischen Museums in Bern, Herrn Dr. W. Küenzi und Herrn PD Dr. W. Huber, sowie dem Konservator der geologischen Abteilung, Herrn Dr. H. A. Stalder, danke ich bestens; sie ermöglichten mir, im Museum paläontologisch zu arbeiten und die Sammlungen zu benützen. Frl. V. Gerber, Herr Dr. J. Oberling, Naturhistorisches Museum Bern, und Herr Dr. L. Forcart, Naturhistorisches Museum Basel, haben mir geholfen, zahlreiche Schwierigkeiten bei der Untersuchung der Gastropoden zu überwinden; ihnen sei bestens gedankt.

Herrn Dr. E. Gasche (Naturhistorisches Museum Basel), seinen Mitarbeitern und Herrn Dr. R. Hantke, Geol. Institut der ETH Zürich, gebührt Dank für Ihre freundliche Mithilfe bei der Suche nach Originalien und Vergleichsmaterial.

Frau Dr. K. Schmid danke ich bestens für ihre stets freundliche Hilfe bei der Suche nach Vergleichsmaterialien in den Sammlungen des Naturhistorischen Museums Bern, den Herren E. Lack und A. Sommer (Geol. Inst. Universität) für die Anfertigung zahlreicher Dünnschliffe und Photographien.

Dankbar für die zahlreichen Diskussionen und Anregungen bin ich meinen Studienkameraden M. Aellen, U. Gasser, Dr. Ch. Häfeli, Dr. E. H. K. Kempter, Dr. H. Lüthy, Dr. A. Matter, K. Meyer, Dr. F. Scherer, Dr. H. Thalmann und Dr. G. della Valle.

Der Schweizerischen Geologischen Kommission bin ich sehr dankbar für die Aufnahme meiner Dissertation in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz».

Die Drucklegung der Arbeit war nur möglich dank den Beiträgen

– der Polizeidirektion des Kantons Bern
(Direktor: Herr Regierungsrat Dr. R. Bauder; Beitrag aus den Reingewinnen der SEVA-Lotterie),

– der Forstdirektion des Kantons Bern
(Direktor: Herr Regierungsrat D. Buri; Vermittlung: Herr Forstmeister F. Aerni, Forstinspektion Mittelland),

– der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S.N.G.
(Präsident: Herr Prof. Dr. J. Cadisch),

– der Kommission des Naturhistorischen Museums Bern
(Präsident: Herr dipl. Ing. R. v. Wattenwil; Vermittlung: Herr Direktor Dr. W. Huber und Herr Dr. A. Stalder, Naturhistorisches Museum Bern),

– meines Onkels, Herrn Ed. Aerni-Leuch.

Allen, die mitgeholfen haben, die Mittel für den Druck zu beschaffen, danke ich bestens.

Herzlichsten Dank spreche ich meiner Mutter und meiner Frau aus; dank ihrer Aufopferung war es mir möglich, diese Arbeit zu vollenden.

Meiner Frau, die oft im Felde und im Labor mitgearbeitet hat, sei diese Arbeit gewidmet.

Inhaltsverzeichnis

Seite

Vorwort der Geologischen Kommission III
Vorwort des Verfassers V
Verzeichnis der Tafeln, Textfiguren und Tabellen X
Literaturverzeichnis (I. und II. Teil) XI
Verzeichnis der benutzten geologischen Karten XXVI

I. Teil: Geologie

Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet

1. Einleitung 1
   1.1. Topographische Übersicht 1
   1.2. Problemstellung 3
   1.3. Methodisches 3
      1.31. Kartengrundlagen 3
      1.32. Feldarbeit, Beschreibung der Sedimente 3
      1.33. Nomenklatur der Gesteine 5
      1.34. Sedimentpetrographische Untersuchungen 5
      1.35. Mikropaläontologische Aufbereitungsmethoden 5
      1.36. Belegsammlung 6
      1.37. Stratigraphische Terminologie 6

2. Tektonik 7
   2.1. Bisherige Untersuchungen 7
      2.11. Gurnigelflysch, Wildflysch und die Beziehungen zu ihrer Unterlage 7
      2.12. Bisherige Untersuchungen über die Tektonik der Molasse 11
   2.2. Tektonische Gliederung des östlichen Gurnigelgebietes 11
      2.21. Gurnigelflysch und Wildflysch 11
      2.22. Subalpiner Randflysch 13
      2.23. Molasseschuppen 14
         2.231. Verschuppung der Molasse 14
         2.232. Korrelation der Schuppen 14
         2.233. Fuchsegg-Schuppe 15
         2.234. Seftigschwand-Schuppe 16
         2.235. Genese der Verschuppung 18
         2.236. Klüftung 18

3. Gurnigelflysch 19
   3.1. Bisherige Untersuchungen im Gurnigel- und Wildflysch 19
   3.2. Einleitung 24
   3.3. Lithostratigraphie 24
   3.4. Aufbau der Gurnigelflysch-Zone 26
   3.5. Fortsetzung des Gurnigelflysches 26

4. Wildflysch 27
   4.1. Einleitung 27
   4.2. Feldbefunde 27

5. Subalpiner Randflysch 28
   5.1. Historischer Überblick 28
   5.2. Lithostratigraphie 30

Seite

5.21. Einleitung ... 30
5.22. Jordisbodenmergel ... 30
5.23. Goldeggsandsteine ... 34
5.3. Aufbau der subalpinen Randflyschzone ... 36
5.31. Mächtigkeiten ... 36
5.32. Lagerung ... 37
5.33. Beziehungen zwischen Jordisbodenmergeln und Goldeggsandsteinen ... 37
5.34. Goldeggsandstein-Horizonte ... 38
5.35. Obermitteleocaener Schürfling im Subalpinen Randflysch? ... 38
5.4. Biostratigraphie ... 39
5.41. Fauna der Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine ... 39
5.42. Biostratigraphische Korrelationen ... 41
5.5. Chronostratigraphie ... 41
5.51. Alter der Goldeggsandsteine ... 41
5.52. Alter der Jordisbodenmergel ... 41
5.53. Bemerkungen zur Stufenzuordnung ... 42
5.531. Lattorfien ... 42
5.532. Rupélien ... 42
5.6. Bio- und Chronostratigraphie des fraglichen Schürflings im Subalpinen Randflysch ... 43
5.7. Ablagerungsbedingungen ... 43
5.71. Ökologische Betrachtungen ... 43
5.72. Sedimentologie ... 45
5.73. Zusammenfassende Betrachtungen ... 46
5.8. Fortsetzung der subalpinen Randflysch-Zone ... 48
5.81. Zugehörigkeit zum Sandstein-Dachschiefer-Komplex ... 48
5.82. Fortsetzung nach Westen im subalpinen Gebiet ... 48
5.83. Fortsetzung nach Osten im subalpinen Gebiet ... 50
5.84. Fortsetzung der subalpinen Randflysch-Zone in der parautochthonen und helvetischen Region ... 51
5.9. Paläogeographische Betrachtungen ... 51
5.91. Alter des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes ... 51
5.92. Lage des Ablagerungsraumes ... 53
5.93. Obergrenze des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes; Beziehungen zur Molasse ... 53

6. Molasse ... 56
6.1. Bisherige Untersuchungen ... 56
6.2. Fuchsegg-Schuppe ... 58
6.21. Lithostratigraphie ... 58
6.22. Aufbau der Fuchsegg-Schuppe ... 78
6.23. Biostratigraphie ... 79
6.24. Chronostratigraphie ... 81
6.25. Ablagerungsbedingungen ... 81
6.26. Fortsetzung der Fuchsegg-Schuppe ... 83
6.3. Seftigschwand-Schuppe ... 83
6.31. Lithostratigraphie ... 83
6.32. Aufbau der Seftigschwand-Schuppe ... 91
6.33. Biostratigraphie ... 91
6.34. Chronostratigraphie ... 96
6.35. Ablagerungsbedingungen ... 98
6.36. Fortsetzung der Seftigschwand-Schuppe ... 98

7. Pleistocaen ... 99
7.1. Historisches ... 99
7.2. Pleistocaene Ablagerungen ... 101
7.21. Geographische Übersicht ... 101
7.22. Ablagerungen ... 101
7.23. Mächtigkeit der glazialen Überdeckung ... 102
7.3. Herkunft der Ablagerungen ... 102
7.4. Rückzugsphasen des Aaregletschers ... 102

8. Holocaen ... 104
8.1. Rutschungen, Sackungen, Schlipfe ... 104
8.11. Geographische Verbreitung ... 104
8.12. Gebiet der Molasseschuppen ... 104

Seite

8.13. Flyschregion ... 105
8.14. Verbauungen der Gürbe ... 106
8.2. Ehemalige Moore ... 106

9. Hydrogeologie ... 107

9.1. Blumenstein-Bad ... 107
9.11. Historisches ... 107
9.12. Beschreibung der Quelle ... 107
9.2. Wasserversorgungen ... 108
9.21. Hänge des Gürbetals ... 108
9.22. Gürbetal ... 108
9.3. Gipsführende Quellen ... 108

II. Teil: Paläontologie

Terrestrische Gastropoden aus der oligocaenen und miocaenen Molasse der Gurnigelregion und des Gebietes zwischen Thunersee und Napf

Seite

1. Einleitung ... 109

1.1. Methodisches ... 109
1.2. Verzeichnis der neu bestimmten Gastropoden ... 111

2. Familia *Pomatiidae* ... 112

2.1. Subfamilia *Pomatiinae* ... 112
2.11. Zugehörigkeit zur Subfamilie ... 112
2.12. Generische Zuweisung ... 112
2.13. Genus *Pomatias* Studer 1789 ... 112
2.14. Genus *Tudorella* Fischer 1885 ... 119
2.15. Paläoökologische Hinweise ... 121

3. Familia *Clausiliidae* Mörch 1864 ... 121

3.1. Subfamilia *Triptychiinae* Wenz 1923 ... 121
3.11. Zugehörigkeit zur Subfamilie ... 121
3.12. Generische und subgenerische Zuweisung ... 122
3.13. Genus *Triptychia* Sandberger 1874 ... 123
3.14. Paläoökologische Hinweise ... 128

4. Familia *Helicidae* Rafinesque 1815 ... 129

4.1. Subfamilia *Helicigoninae* Germain 1928 ... 129
4.11. Zugehörigkeit zur Subfamilie ... 129
4.12. Generische Zuweisung ... 129
4.13. Genus *Tropidomphalus* Pilsbry 1895 ... 129
4.14. Genus *Klikia* Pilsbry 1895 ... 133
4.15. Paläoökologische Hinweise ... 137
4.2. Subfamilia *Helicinae* Férussac 1822 ... 137
4.21. Zugehörigkeit zur Subfamilie ... 137
4.22. Generische Zuweisung ... 137
4.23. Genus *Cepaea* Held 1837 ... 137
4.24. Paläoökologische Hinweise ... 142
4.3. *Helicidae* gen. indet. ... 143

Zusammenfassung ... 145

Verzeichnis der Tafeln, Textfiguren und Tabellen

Tafeln

Taf. I: Gastropoden der Familien *Pomatiidae, Clausiliidae* und *Helicidae*

Taf. II: Geologische Karte des östlichen Gurnigelgebietes, 1:10000

Taf. III: Geologische Profile durch das östlichen Gurnigelgebiet, 1:20000

Textfiguren

Seite

Fig. 1: Topographische Übersichtsskizze ... 2

Fig. 2: Tektonische Skizze des östlichen Gurnigelgebietes ... 12

Fig. 3: Die Korrelation der Molasseschuppen W und E der Aare; ein Vergleich der Hypothese von P. Beck 1946 (1) und der eigenen Interpretation (2) ... 15

Fig. 4: Die Kluftrichtungen der Fuchsegg-Schuppe ... 19

Fig. 5: Die Kluftrichtungen der Seftigschwand-Schuppe ... 19

Fig. 6: Der Jordibruch Jo 3C ... 31

Fig. 7: Verfältelung der Jordisbodenmergel ... 31

Fig. 8: Typusprofil der Jordisbodenmergel im Jordibruch ... 32

Fig. 9: Jordibruch-Profil: Verteilung der Schichten auf die einzelnen Grössenklassen; Summationskurve ... 33

Fig. 10: Öligraben-Formation: Typusprofil OP 2–OP 2a und ergänzende Profilaufnahmen OP 1, OP 3 ... 59

Fig. 11: Nagelfluhanalyse der Probe OP 1/4/1 ... 72

Fig. 12: Typusprofil der Lienegg-Formation ... 73

Fig. 13: Geröllanalyse der Lienegg-Nagelfluh (Probe st 11 E) ... 77

Fig. 14: Die höhern Teile des Öligraben-Profils OP 3 und die Fossilfundstelle OP 3/0 ... 80

Fig. 15: Studweid-Formation: Typusprofil und Fluhweid-Profil ... 84

Fig. 16: Situationsskizze der Fossilfundstelle Seligraben ... 92

Fig. 17: Die Fossilfundstelle Seligraben ... 92

Fig. 18: Situationsskizze der Fossilfundstelle Dürrbachgraben ... 94

Fig. 19: Die Fossilfundstelle Dürrbachgraben ... 94

Fig. 20: Die Fundstellen der bearbeiteten terrestrischen Gastropoden ... 110

Tabellen

Tab. 1: Der geologische Aufbau des östlichen Gurnigelgebietes ... 147

Literaturverzeichnis

Eclogae = Eclogae geologicae Helvetiae
Bull. VSP = Bulletin der Vereinigung schweizerischer Petroleum-Geologen und -Ingenieure

I. Teil: Geologie

Aeberhardt, B. (1912): L'ancien glacier de l'Aar et ses relations avec celui du Rhône. – Eclogae *11:* 752.

Allemann, F. (1957): Geologie des Fürstentums Liechtenstein. – Schaan (Hilty).

American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1961): Code of stratigraphic Nomenclature. – Bull. AAPG *45:* 645.

Anonymus (1768): Historische Nachricht von verschiedenen entdeckten Steinkohlen im Kanton Bern. – Abh. Beob. oekonom. Ges. Bern 1768, 2: 65.

– (1830): Beschreibung aller berühmten Bäder in der Schweiz. – Aarau (Sauerländer).

– (1857): Die Bäder und Kurorte der Schweiz. – Zürich (Honegger).

– (1892): Bäder Almanach, 5. Ausg. – Berlin (Mosse).

Arbenz, P. (1934): Die helvetische Region. – Geol. Führer der Schweiz II: 96.

Bachmann, I. (1870*a*): Die wichtigsten erhaltenen oder erhaltungswürdigen Fündlinge des Kantons Bern. – Mitt. natf. Ges. Bern 1870: 32.

– (1870*b*): Die Kander im Berner Oberland. – Bern (Dalp).

– (1876): Geologisches über die Umgebung von Thun. – Bern (Stämpfli).

– (1882): Über die Grenzen des Rhonegletschers im Emmental. – Mitt. natf. Ges. Bern 1882, 2: 6.

Bärtschi, E. (1913): Das westschweizerische Mittelland. – N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. *47*, 2.

Baltzer, A. (1896*a*): Der diluviale Aaregletscher und seine Ablagerungen in der Gegend von Bern. – Beitr. geol. Karte Schweiz *30*.

– (1896*b*): Der diluviale Aar- und Rhonegletscher. – Z. dtsch. geol. Ges. 1896: 652.

Barbezat, J. (1830): Les Bains les plus fréquentés de la Suisse. – Paris (Mie).

Batjes, D. A. J. (1958): Foraminifera of the Oligocene of Belgium. – Inst. roy. Sc. nat. Belg., Mém. *143*.

Baumann, E. A. (1851): Übersicht der Längen, Flächen, Hohlmasse, Gewichte und Münzen aller Länder der Erde. – Zürich (Selbstverlag).

Baumberger, E. (1920): Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. – Verh. schweiz. natf. Ges. Neuenburg 1920: 207.

– (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz. – Eclogae *20:* 533.

– (1931): Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am Alpennordrand. – Eclogae *24:* 205.

Beaumont, E. de (1829): Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe. – Ann. Sc. nat. Paris *18:* 5, 284.

Beck, P. (1909): Vorläufige Mitteilung über Klippen und exotische Blöcke in der Umgebung von Habkern. – Mitt. natf. Ges. Bern 1908: 266.

– (1911*a*): Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *29*.

– (1911*b*): Über den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Nagelfluh. – Eclogae *11:* 497.

– (1911*c*): Über das Substratum der medianen Präalpen und seine Beziehungen zu den Habkern- und Bündner-Decken. – Eclogae *11:* 736.

– (1912): Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. – Eclogae *12:* 65.

– (1920): Über die Verschiedenheit der beiden Thunerseeufer. – Eclogae *16:* 109.

– (1921*a*): Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. – Eclogae *16:* 139.

– (1921*b*): Die Tellersteine bei Einigen. – Mitt. natf. Ges. Bern 1921: IX.

– (1922*a*): Der Alpenrand bei Thun. – Eclogae *17:* 318.

– (1922*b*): Über autochthone und allochthone Dislokationen in den Schweizeralpen und ihrem nördlichen Vorland. – Eclogae *17:* 94.

Beck, P. (1926): Über die Entstehung der zum Strassenbau geeigneten Sedimentärgesteine der Schweizeralpen. – Schweiz. Z. Strassenwesen *12*, 11: 134.
– (1928): Über die Falkenfluhantiklinale bei Thun. – Eclogae *21:* 320.
– (1932): Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie. – Verh. schweiz. natf. Ges. Thun 1932: 193.
– (1933): Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän. – Eclogae *26:* 355.
– (1946): Über den Mechanismus der subalpinen Molassetektonik. – Eclogae *38:* 353.
– (1954): Regionale Grundlage für die Gliederung des alpinen Quartärs. – Eclogae *47:* 128.
Beck, P. & Rutsch, R.F. (1958): Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz 1:25000, Bl. 21: Münsingen–Heimberg. – Bern (Kümmerly & Frey).
Beckmann, J.P. (1962): Besprechung der Arbeit von F.E. Eames et al. (1962): Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical Correlation. – Bull. VSP *29*, 76: 82.
Beets, C. (1942): Die Geologie des westlichen Teiles der Berge von Monferrato zwischen Turin und Murisengo. – Leidsche geol. Meded. *12:* 195.
Bemmelen, R.W. van (1952): Principles of mountain building exemplified by the formation of the Swiss Alps. – Unveröffentlicht (Shell, Geol. Dept., The Hague).
Bendel, L. (1944): Ingenieurgeologie, 1. Teil. – Wien (Springer).
– (1948): Ingenieurgeologie, 2. Teil. – Wien (Springer).
Benoit, C. (1824): Die Bäder von Blumenstein, Limpach und Thalgut im Canton Bern. – XVII. Neujahrsgeschenk neuerricht. Ges. schwarzen Garten Zürich 1824.
Bentz, F. (1948): Geologie des Sarnerseegebietes. – Eclogae *41:* 1.
Berlepsch, H.A. (1882): Die Schweiz, Chamonix, Veltlin und die italienischen Seen, 4. Aufl. – Zürich (Schmidts Reisebücher).
Bersier, A. (1945): Sédimentation molassique: Variations latérales et horizons continus à l'Oligocène. – Eclogae *38:* 452.
– (1959*a*): Séquences détritiques et divagations fluviales. – Eclogae *51:* 854.
– (1959*b*): Exemples de sédimentation cyclothématique dans l'Aquitanien de Lausanne. – Eclogae *51:* 842.
Bertrand, E. (1763): Dictionnaire universel des fossiles propres et des fossiles accidentels. – La Haye (Gosse & Pinet).
Bertrand, M. (1884): Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. – Bull. Soc. géol. France *12:* 318.
Blenk, M. (1960): Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse. – Z. Geomorphol. *4:* 202.
Bolli, H.M. (1944): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – Eclogae *37:* 217.
– (1950): Zur Altersbestimmung von Tertiärschiefern aus dem Helvetikum der Schweizeralpen mittels Kleinforaminiferen. – Eclogae *43:* 105.
– (1959): Planctonic Foraminifera as Index Fossils in Trinidad, West Indies, and their value for world-wide stratigraphic Correlation. – Eclogae *52:* 627.
Boué, A. (1829): Notiz zu B. Studers «Lettre de Berne». – J. Géol. par MM. Boué, Jobert et Rozet *1*, Paris 1830: 210.
Boussac, J. (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. – Mém. expl. Carte géol. dét. France, Paris (Impr. nat.).
Brönnimann, P. (1949): Notes on the ecologic interpretation of fossil globigerina oozes from the West Indies. – Micropaleontologist *3*, 2: 23.
Brongersma-Sanders, M. (1948): The importance uf upwelling water to vertebrate paleontology and oil geology. – Kon. Ned. Ak. Wet., Verh. Afd. Nat. 2, *45*, 4: 1.
Brückner, W. (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental. – Verh. natf. Ges. Basel *48:* 77.
– – (1941): Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. – Eclogae *34:* 117.
– (1946): Bemerkungen über die nordhelvetischen Flyschbildungen in der Westschweiz. – Verh. natf. Ges. Basel *57:* 62.
– (1952): Globigerinenmergel und Flysch. – Verh. natf. Ges. Basel *63:* 17.
Brunner, C. (1848): Beiträge zur Kenntnis der schweizerischen Nummuliten- und Flyschformation. – Mitt. natf. Ges. Bern, 1848, 110/111: 9.
– (1851): Brief an Herrn Leopold von Buch über die Hebungsverhältnisse der Schweizer Alpen. – Z. dtsch. geol. Ges. *3:* 554.
– (1852): Lettre à M. Léopold de Buch sur les phénomènes de soulèvement dans les Alpes suisses. – Arch. Sc. phys. nat. Genève *21:* 5.

Brunner-von Wattenwil, C. (1857*a*): Geognostische Beschreibung der Gebirgsmasse des Stockhorns. – N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. *15*.

Buess, H. (1921): Über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg. – Mitt. natf. Ges. Freiburg *9*, 1: 1.

Buxtorf, A. (1918): Über die tektonische Stellung der Schlieren- und Niesen-Flyschmasse. – Verh. natf. Ges. Basel *29:* 270.

– (1943): Über Vorkommen von Leimernschichten in der Unterlage des Schlierenflysches. – Eclogae *36:* 204.

Cadisch, J. (1928): Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. – Geol. Rdsch. *19*, 2: 105.

– (1936): Geologische Charakteristik der schweizerischen Mineral- und Heilquellen. – Mitt. Geb. Lebensmittelunters. *27:* 244.

– (1953): Geologie der Schweizer Alpen. – Basel (Wepf).

Cailleux, A. & Tricart, J. (1959): Initiation à l'étude des sables et des galets, Vol. I, II, III. – Paris (C.D.U.).

Catzigras, F. (1960): Répartition du genre *Amussium* (Pectinide) du Miocène de la Provence occidentale. – Bull. Soc. géol. France 7, *2*, 1: 141.

Charollais, J.J. (1963): Recherches stratigraphiques dans l'Est du Massif des Bornes (Haute Savoie). – Arch. Sc. *15*, 4: 631.

Charollais, J. & Wellhauser, F. (1962): Contribution à l'étude des Marnes à Foraminifères des Chaînes Subalpines. – Bull. VSP *29*, 76: 21.

Cloud, P.E. (1955): Physical limits of Glauconite formation. – Bull. AAPG *39:* 484.

Collet, L.W. (1955): Carte géologique générale de la Suisse, 1:200000, Note explicative 5: Genève–Lausanne. – Berne (Kümmerly & Frey).

Collet, L.W. & Lillie, A. (1938): Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. – Eclogae *31:* 105.

Collet, L.W., Schroeder, J.W. & Pictet, E. (1946): De l'âge oligocène des calcaires à Nummulites de Barmaz. – C.R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève *63:* 33.

Congrès Géologique International (1881): Résolutions votées par le Congrès Géologique international 2e session, Bologne. – Bologne (Fava & Garagnani).

Corminbœuf, P. (1959): Sur les couches de Cucloz-Villarvolard en Suisse occidentale. – Eclogae *52:* 271.

Coryell, H.N. & Mossman, R.W. (1942): Foraminifera from the Charco Azul Formation, Pliocene of Panama. – J. Paleont. *16:* 233.

Crickmay, G.W., Ladd, H.S. & Hoffmeister, J.E. (1941): Shallow-Water Globigerina sediments. – Bull. geol. Soc. Amer. *52:* 79.

Crowell, J.C. (1955): Directional-current Structures from the Prealpine Flysch, Switzerland. – Bull. geol. Soc. Amer. *66:* 1351.

Culman (1864): Bericht an den hohen schweizerischen Bundesrat über die Untersuchung der schweizerischen Wildbäche, vorgenommen in den Jahren 1858, 1859, 1860 und 1863. – Zürich (Zürcher & Furrer).

Cushman, J.A. (1935): Upper Eocene Foraminifera of the south-eastern United States. – U.S. geol. Surv., Prof. Pap. *181*.

Cushman, J.A. & Parker, F:L. (1947): Bulimina and related foraminiferal Genera. – U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. *210*-D.

Depéret, Ch. & Roman, F. (1928): Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines. – Mém. Soc. géol. France, n.s. IV, *10*.

Desor, E. (1874): Die Moränenlandschaft. – Verh. schweiz. natf. Ges. Schaffhausen 1873: 121.

Doge, F. (1882): Gisements de Nummulites dans du grès de la région du lac Noir. – Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 2, *19*, 89: II.

Dollfus, G.F. (1909): Essai sur l'étage Aquitanien. – Bull. Serv. Carte géol. France *124*, 19: 379.

– (1920): Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Bordeaux. – C.R. somm. Séanc. Soc. géol. France 1920: 141.

Douxami, H. (1896): Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse. – Ann. Univ. Lyon *27*.

Drooger, C.W. (1956): Transatlantic correlation of the Oligo-Miocene by means of foraminifera. – Micropaleontology *2:* 183.

– (1960): Die biostratigraphischen Grundlagen der Gliederung des marinen Neogens an den Typlokalitäten. – Mitt. geol. Ges. Wien *52:* 105.

Ducloz, Ch. (1944): Le Flysch des Dents du Midi. – Arch. Sc. phys. nat. Genève 5, *26*, 1/2: 5.

Dunbar, C.O. & Rodgers, J. (1958): Principles of Stratigraphy. – New York (Wiley).

Duparc, L. & Ritter, E. (1895): Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch. – Arch. Sc. phys. nat. Genève 3, *33:* 435, 530.

Dzulynski, S., Ksiazkiewicz, M. & Kuenen, Ph.H. (1959): Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. – Bull. geol. Soc. Amer. *70:* 1089.

Eames, F.E., Banner, F.T., Blow, W.H. & Clarke, W.J. (1962): Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation. – Cambridge (University Press).

Ebel, J.G. (1804): Anleitung auf die nützlichste und genussvollste Art die Schweitz zu bereisen, 4 Bde. – Zürich (Orell-Füssli).

– (1808): Über den Bau der Erde in dem Alpengebirge. – Zürich (Orell-Füssli).

Eckert, R. (1960): Reinigungs- und Anreicherungsversuche an Kleinforaminiferen. – Eclogae *53:* 645.

Eckert, R., Hay, W.W., Lorenz, G. & Vogt, P. (1960): The Magnetic Separator as a tool in micropaleontology. – J. Paleont. *35:* 876.

Eidgenössische Inspektion für Forstwesen, Jagd und Fischerei, Abteilung Torfversorgung (1922): Erhebungen über die Torfausbeutung in der Schweiz in den Jahren 1917–1921. – Unveröffentlicht; Schweiz. Landesbibl.

Eidgenössisches Oberbauinspektorat (1914): Verbauung und Korrektion der Gürbe. – Wildbachverb. Flusskorr. Schweiz *3:* 43.

Ellenberger, F. (1958): Etude géologique du Pays de Vanoise. – Mém. serv. Expl. Carte géol. France 1958.

Emmenegger, Ch. (1962): Géologie de la région sud de Fribourg. – Fribourg (St-Paul).

Ericson, D.B., Ewing, M., Wollin, G. & Heezen, B.C. (1961): Atlantic Deep-Sea Sediment Cores. – Bull. geol. Soc. Amer. *72:* 193.

Faesi, J.C. (1765–1768): Genaue und vollständige Staats- und Erdbeschreibung der ganzen helvetischen Eidgenossenschaft, 4 Bde. – Zürich (Orell-Gessner).

Favre, A. (1898): Texte explicatif de la Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la Chaîne du Mont-Blanc. – Beitr. geol. Karte Schweiz *28.*

Fellenberg, L.R. von (1851): Analyse des Mineralwassers von Blumenstein. – Mitt. natf. Ges. Bern 1851: 193.

Fischer-Ooster, C. von (1858): Die fossilen Fucoiden der Schweizeralpen. – Bern (Huber).

– (1869): Über die Rhätische Stufe in der Umgebung von Thun. – Mitt. natf. Ges. Bern 1870: 32.

Forrer, M. (1949): Zur Geologie der östlichen Wildhausermulde. – Ber. St. Gall. natw. Ges. *73.*

Franke, A. (1925): Die Foraminiferen des norddeutschen Unter-Oligocaens. – Abh. Ber. Mus. Natur-Heimatkunde, natw. Ver. Magdeburg IV, II: 146.

Franke, D. (1962): Zu Fragen geologischer Terminologie und Klassifikation (I): Der Begriff Formation. – Z. angew. Geol. *8:* 208.

Frasson, B.A. (1947): Geologie der Umgebung von Schwarzenburg. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *88.*

Frei, R. (1912): Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *41*/II.

Frei, R. (1963): Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen. – Mitt. geol. Inst. ETH Univ. Zürich NF *14.*

Fricker, B. (1896): Wegweiser zu den Heilquellen und Curorten der Schweiz, 2. Aufl. – Zürich (Schmidt).

Fröhlicher, H. (1933): Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *67.*

Fröhlicher, H. & Weiler, W. (1952): Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebuchs. – Eclogae *45:* 1.

Frömming, E. (1956): Biologie der mitteleuropäischen Süsswasserschnecken. – Berlin (Duncker & Humblot).

Früh, J.J. (1888): Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. *30.*

Früh, J. & Schröter, C. (1904): Die Moore der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. *3.*

Füchtbauer, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl und Kohle *12:* 605.

– (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der ältern Molasse nördlich der Alpen. – Eclogae *57:* 157.

Füsslin, J.C. (1770–1772): Staats- und Erdbeschreibung der schweizerischen Eidgenossenschaft, 4 Teile. – Schaffhausen (Hurter).

Furrer, H. (1952): Die geologisch-hydrologischen Verhältnisse im Gebiet Gurnigel–Ziegerhubel–Gürbe in bezug auf Rutschgefahr, ausgeführt im Auftrage des Eidgenössischen Forstinspektorates, des Forstmeisters des Oberlandes, der Schwellenkorporation Gürbe oberer Bezirk. – Unveröffentlicht.

– (1953*a*): Die geologisch-hydrologischen Verhältnisse im Gebiet zwischen Gürbe und Langeneckgrat in bezug auf Rutschgefahr, ausgeführt im Auftrage des Eidgenössischen Forstinspektorates, des Forstmeisters des Oberlandes, der Burgergemeinde Blumenstein. – Unveröffentlicht.

– (1953*b*): Die geologisch-hydrologischen Verhältnisse im Gebiet Gurnigel–Lehmbruch–Wattenwilallmend in bezug auf Rutschgefahr, ausgeführt im Auftrage des Eidgenössischen Oberforstinspektorates, des Forstmeisters des Oberlandes, der Schwellenkorporation Gürbe oberer Bezirk. – Unveröffentlicht.

Furrer, M. (1949): Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh. – Eclogae *42:* 111.

Gagnebin, E. (1924): Description géologique des Préalpes entre Montreux et Semsales. – Bull. Lab. géol. Univ. Lausanne *36*.

– (1939): La géologie du Chablais. – Bull. Soc. géol. France 5, *9:* 673.

Galloway, J. J. (1933): A manual of Foraminifera. – Bloomington (Principia Press).

Geological Survey of Israel (1962): GSI Standard Petrographic Nomenclature. – Jerusalem (Geol. Survey of Israel).

Gerber, E. (1918): Demonstration von Molasseprofilen zwischen Bielersee und Gurnigel. – Mitt. natf. Ges. Bern 1918: XXII.

– (1920): Über den Zusammenhang der Seitenmoränen am Gurten und Längenberg mit den Endmoränen von Bern und Umgebung. – Mitt. natf. Ges. Bern 1919: XXXIV.

– (1922*a*): Beitrag zur Geologie des Gurnigels. – Mitt. natf. Ges. Bern 1921: XIII.

– (1922*b*): Über die subalpine Molasse zwischen Aare und Sense. – Eclogae *17:* 346.

– (1925): Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *50*/II.

– (1932): Zur Tektonik und Stratigraphie der subalpinen Molasse von Rüschegg. – Mitt. natf. Ges. Bern 1931: 67.

– (1948): Bodengestaltung und Geologie. – Postführer Gurnigel–Gantrisch: 7. (Bern PTT).

Gerber, E. & Beck, P. (1922): Bericht über die Exkursion B der SGG in das Gurnigel–Stockhorngebiet. – Eclogae *17:* 410.

Gerber, P. (1927): Morphologische Untersuchungen am Alpenrand zwischen Aare und Saane. – Mém. Soc. frib. Sc. nat., Géol. Géogr. *10*, 2: 124.

Gigon, W. (1952): Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme. – Verh. natf. Ges. Basel *63*, 1.

Gilliéron, V. (1869): Angebliche Triaspetrefakten im Gurnigelsandstein. – Verh. schweiz. natf. Ges. Solothurn 48.

– (1873): Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Monsalvens. – Beitr. geol. Karte Schweiz *12*.

– (1885): Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne. – Beitr. geol. Karte Schweiz *18*.

Girard, R. de & Buman, R. de (1913): Les Gîtes d'Hydrocarbures de la Suisse occidentale. – Mitt. natf. Ges. Freiburg *8*, 1.

Gohl, F. W. (1862): Die Heilquellen und Badeanstalten des Kantons Bern. – Bern (Heuberger).

Goldmann, M. I. (1922): A schedule for the field description of sedimentary rocks. – Bull. AAPG *6:* 254.

Gorsline, D. S. & Emery, K. O. (1959): Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica Basins of Southern California. – Bull. geol. Soc. Amer. *70:* 279.

Graffenried, E. von (Autor fraglich) (1761): Oekonomische Beschreibung der Herrschaft Burgistein. – Schweitz. Ges. Bern Samml. landwirtschaftl. Dingen *2*, 2: 382.

Grimsdale, T. F. & Morkhoven, F. P. C. M. van (1955): The ratio between pelagic and benthonic Foraminifera as a mean of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. – IV. World Petrol. Congr. Rom, Proc. *1:* 473.

Grubenmann, U., Niggli, P. & Jeannet, A. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. *5*.

Gruner, G. S. (1774): Anzeige der Schweizerischen Mineralien. – Beitr. Naturgesch. Schweizerlandes *1*, 3.

Gruner, S. (1805): Geognostische Übersicht der helvetischen Gebürgsformationen. – Isis, eine Monatsschrift von Deutschen und Schweizer Gelehrten *2:* 857.

Gruner, Th. S. (1767): Indice des minéraux du canton de Berne. – Mém. Obs. recueillies Soc. oec. Berne 1767, *1:* 185.

Gsell-Fels, Th. (1880): Die Bäder und klimatischen Kurorte der Schweiz. – Zürich (Schmidt).

Günzler-Seiffert, H. (1934): Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz 1:25000, Bl. 6: Lauterbrunnen. – Bern (Francke).

Guillaume, H. (1957): Géologie du Montsalvens. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *104*.

Guyot, A. (1843/44): Sur la distribution des espèces de roches dans le bassin erratique du Rhône. – Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel 1843–1844: 9, 477.

Haaf, E. ten (1959): Graded beds of the Northern Apennines. – Groningen (V.R.B.).

Hagn, H. (1953): Ein Fund der Gattung *Queraltina* Marie 1950, im Unter-Oligocaen von Reit i. Winkl. – Geol. Jb. *68:* 331.

– (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. – Geol. Bavarica *44:* 1.

Hagn, H. & Hölzl, O. (1952): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur. – Geol. Bavarica *10*.

Hagn, H., Hölzl, O. & Hrubesch, K. (1962): Zur Gliederung des Oligocaens im östlichen Oberbayern und in Nordtirol. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: 423.

Haldemann, E. G. (1948): Geologie des Schallenberg–Honegg-Gebietes. – Innsbruck (Wagner).

Hamilton, E.L. (1953): Upper Cretaceous, tertiary and recent planctonic Foraminifera from Mid-Pacific flat-topped seamounts. – J. Paleont. *27:* 204.

Harpe, Ph. de la (1880): Note sur les Nummulites *Partschi* et *Oosteri* de la Harpe. – Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *17*, 84: 33.

Haug, E. (1899): Les régions dites exotiques du versant Nord des Alpes suisses. – Bull. soc. vaud. Sc. nat. *35*, 132: 114.

Haus, H. (1935): Über alte Erosionserscheinungen am Südrand der miocaenen Nagelfluh des obern Emmentales. – Eclogae *28:* 666.

– (1937): Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kt. Bern). – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *75.*

Hay, W.W. (1961): Note on the preparation of samples for Discoasterids. – J. Paleont. *35:* 873.

Hedberg, H.D. (1954): Procedure and Terminology in Stratigraphic Classification. – C.R. 19e, Congr. géol. intern. Alger 1952, XIII: 205.

– (1958): Stratigraphic classification and terminology. – Bull. AAPG *42:* 1881.

Heer, O. (1855–1859): Flora Tertiaria Helvetiae, 1.–3. Bd. – Winterthur (Wurster).

– (1877): Flora fossilis Helvetiae. – Zürich (Wurster).

– (1879): Die Urwelt der Schweiz (2. Aufl.). – Zürich (Schulthess).

Heermann, H. (1954): Erdölgeologische Grundlagen der Aufschlussarbeiten im ostbayrischen Molassebecken. – Bull. VSP *21*, 60: 5.

Heierli, H. (1955): Geologische Untersuchungen in der Albulazone. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *101.*

Heim, Alb. (1916–1922): Geologie der Schweiz, 2 Bde. – Leipzig (Tauchnitz).

Heim, Arn. (1906): Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. – Eclogae *9:* 386.

– (1907): Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch. – Eclogae *9:* 413.

– (1911): Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *31*/III.

Hirzel, C. (1827): Reise nach Genf. – Ber. Verh. natf. Ges. Zürich 1826/1827: 46.

Hoevermann, G. & Poser, H. (1951): Morphometrische und morphologische Schotteranalyse. – Proc. 3. Int. Congr. Sedim. Groningen 1951: 135.

Hofstätter, J. (1857): Die Bäder und Heilquellen der Schweiz. – Bern (Jenny).

Holliger, A. (1954): Geologische Untersuchung der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern). – Unveröffentlicht; Diss. Univ. Basel.

– (1955): Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern). Gekürzte Fassung. – Eclogae *48:* 79.

Hsu, K. J. (1960): Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetic flysch basins, Switzerland. – Bull. geol. Soc. Amer. *71:* 577.

Hürzeler, J. (1941): Alter und Facies der Molasse am Unterlauf des Talent. – Eclogae *33:* 191.

– (1946): Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Abgrenzung und Unterteilung des Aquitanien. – Eclogae *38:* 655.

Jahn, A. (1857): Chronik des Kantons Bern. – Bern und Zürich (Stämpfli; Schulthess).

Illies, H. (1949): Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg *19:* 89.

International Subcommission on Stratigraphic Terminology (1961): Stratigraphic classification and terminology. – Intern. geol. Congr., Report 21, Session Norden 1960, XXV.

Kaufmann, F. J. (1872): Gebiete der Kantone Bern, Luzern, Schwyz und Zug. – Beitr. geol. Karte Schweiz *11.*

– (1886): Emmen- und Schlierengegenden. – Beitr. geol. Karte Schweiz *24.*

Kirchhoff, W. (1936): Gürbebaugeschichte. – Unveröffentlicht (Schwellenkorporation Gürbe oberer Bezirk, Wattenwil).

Koenen, A. von (1889–1894): Das Norddeutsche Unteroligocaen und seine Molluskenfauna. – Abh. geol. Spez.-Karte Preussen thüring. Staaten *10*, 1–7.

Kraus, E. (1932): Über den Schweizer Flysch. – Eclogae *25:* 39.

– (1936): Der Abbau der Gebirge, Bd. 1: Der alpine Bauplan. – Berlin (Borntraeger).

– (1951): Die Baugeschichte der Alpen, 2 Bde. – Berlin (Akademie).

Krumbein, W.C. (1941): Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. – J. sed. Petrol. *11:* 64.

Krutzsch, W. & Lotsch, D. (1957): Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen. – Geologie *6:* 476.

Krynine, P.D. (1948): The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. – J. Geol. *56:* 130.

Kuenen, Ph.H. (1957): Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. – Koninkl. Nederl. Geol.-Mijnb. Genoot. Verh., geol. Ser. *18:* 189.
– (1958): Problems concerning source and transportation of Flysch sediments. – Geol. en Mijnbouw, n.s. *20:* 329.
– (1959): Turbidity currents a major factor in flysch deposition. – Eclogae *51:* 1009.
Kuenen, Ph.H. & Migliorini, C.I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding. – J. Geol. *58:* 91.
Kuenen, Ph.H. & Menard, H.W. (1952): Turbidity currents, graded and non-graded deposits. – J. sed. Petrol. *22:* 83.
Kuenen, Ph.H. & Carozzi, A. (1953): Turbidity currents and sliding in Geosynclinal basins of the Alps. – J. Geol. *61:* 363.
Kurberg, H. (1919): Neuere Untersuchungen über die tertiäre Nagelfluh im Gebiete zwischen der Aare und dem Genfersee. – Lübeck (Coleman).
Ladd, H.S. (1936): Globigerina beds as depth indicators in the Tertiary Sediments of Fiji. – Science, n.s. *83:* 301.
Lalicker, C.G. (1948): Dwarfed protozoan faunas. – J. sed. Petrol. *18:* 51.
Lanterno, E. (1954): Etude géologique des environs de Champéry. – Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève *6*, 6.
Lanterno, E. & Roveda, V. (1957): Sur les couples de Nummulites *N.incrassatus* (B) – *N.ramondiformis* (A) et *N.vascus* (B) – *N.boucheri* (A). – Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève *10*, 2: 137.
Lavater, J. (1836): Geographische Tabellen der Mineralwässer und Bäder. – Zürich (Schulthess).
Layne, N.M. (1950): A Procedure for Shale Disintegration. – Micropaleontologist IV, 1: 21.
Leisinger (1857): Die Bäder und Curorte der Schweiz. – Zürich (Honegger-Schmid).
Leriche, M. (1927): Les Poissons de la Molasse suisse. – Mém. Soc. paléont. Suisse *46*, 1.
Leu, H.J. (1750–1760): Allgemeiner helvetischer Lexicon. – Zürich (Denzler).
Leuenberger, W. (1935): Das Gürbetal. – Jb. geogr. Ges. Bern *31:* 3.
Leupold, W. (1942): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – Eclogae *35:* 647.
Lexique Stratigraphique International (1957): Vol.I. Europe, Fasc.4a France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg, Fasc.4a VII Tertiaire (Direction G.Denizot).
– (1958): Vol.I Europe, Fasc.5 Allemagne, Fasc.5h 1 Tertiaire Allemagne du Nord (par W.Hinsch).
– (im Druck): Vol.I. Europe, Fasc.7 Suisse, Fasc.7c Alpes – Tessin Sud (Direction R.F.Rutsch).
Liechti, P. (1932): Über das Alter des ultrahelvetischen Flysches südlich des Thunersees. – Eclogae *25:* 357.
Lillie, A. (1937): Les Préalpes Internes entre Arve et Giffre. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. *IX*, 3.
Linden, W.J.M. van der (1963): Sedimentary structures and facies interpretation of some Molasse deposits. – Eindhoven (De Wereld).
Linder, A. (1960): Statistische Methoden, 3.Aufl. – Basel (Birkhäuser).
Locard, A. (1893): Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse, Deuxième partie. – Mém. Soc. paléont. Suisse *19:* 131.
Loeblich, A.R. jr., Tappan, H., Beckmann, J.P., Bolli, H.M., Gallitelli, E.M. & Troelsen, J.C. (1957): Studies in Foraminifera. – U.S. nat. Mus. Bull. *215*.
Lombard, A. (1937): Conglomérats polygéniques du soubassement des Préalpes externes. – C.R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève *54:* 129.
– (1940): Géologie des Voirons. – Mém. Soc. helv. Sc. nat. *74*.
– (1952): Sédimentologie et évolution des lithofacies dévoniens du bord nord du synclinal de Namur. – Bull. Soc. belge Géol. *61*, 1: 44.
– (1960): Les laminites et la stratification du flysch. – Arch. Sc. *13*, 4: 567.
– (1963*a*): Laminites: A structure of Flysch-type sediments. – J. sed. Petrol. *33*: 14.
– (1963*b*): Stratonomie des séries du Flysch. – Eclogae *56:* 481.
Lombard, A. & Cahen, L. (1952): Directives pour le levé de coupes lithologiques et stratigraphiques d'origine subaquatique. – Rev. Cercle Sc. Univ. libre Bruxelles *6* et *7:* 1.
Lugeon, M. (1901): Les grandes nappes de recouvrement. – Bull. Soc. géol. France *4*, 1: 723.
– (1908*a*): La zone des cols et la géologie du Chamossaire. – Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *44:* 35.
– (1908*b*): Tectonique des Préalpes internes. – Proc. Verb. Soc. vaud. Sc. nat. *44:* 57.
– (1914*a*): Sur quelques conséquences de la présence de lames cristallines dans le soubassement de la Zone du Niesen. – C.R. Acad. Sc. Paris, Déc. 1914.
– (1914*b*): Sur la présence de lames cristallines dans les Préalpes et sur leur signification. – C.R. Acad. Sc. Paris, Nov. 1914.
– (1916): Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. – Eclogae *14:* 217.
– (1914–1918): Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. – Mat. Carte géol. Suisse n.s. *30*.

Lugeon, M. (1920): Sur la Géologie des Préalpes internes du Simmental. – Eclogae *16:* 97.
– (1923): Sur l'âge du grès de Taveyannaz. – Eclogae *18:* 220.
– (1940*b*): Notice explicative de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25000, Feuille 19: Diablerets. – Berne (Francke).
Lüthi, A. J. (1957): Die Mineralbäder des Kantons Bern. – Burgdorf (Jenzer).
Mädler, K. (1956): Zur Taxionomie der tertiären Charophyten. – Geol. Jb. *70:* 265.
Martini, E. (1960): Braarudosphaeriden, Discoasteriden und verwandte Formen aus dem Rupelton des Mainzer Beckens. – Notizbl. hess. L.-Amt. Bodenforsch. *88:* 65.
– (1961): Nannoplankton aus dem Tertiär und der obersten Kreide von SW-Frankreich. – Senckenbergiana Lethea *42:* 1.
Martini, J. (1962): Etude de la répartition des nummulites priaboniennes et oligocènes dans les massifs des Bornes et des Bauges. – Arch. Sc. *15*, 3: 509.
Matthes, H. W. (1956): Einführung in die Mikropaläontologie. – Leipzig (Hirzel).
Mayer-Eymar, K. (1887): Systematisches Verzeichnis der Kreide- und Tertiär-Versteinerungen der Umgegend von Thun. – Beitr. geol. Karte Schweiz *24*/II.
– (1893): Le Ligurien et le Tongrien en Egypte. – Bull. Soc. géol. France *21:* 8.
McKee, E. D. & Weir, G. W. (1953): Terminology of stratification and cross stratification. – Bull. geol. Soc. Amer. *64:* 381.
Menard, W. H. (1960): Possible Pre-Pleistocene Deep-sea Fans of Central California. – Bull. geol. Soc. Amer. *71:*1271.
Meyer, J. L. (Autor fraglich: 1820): Beschreibung des Gurnigel-Bades im Canton Bern, 1. Abt. – XIII. Neujahrsgeschenk neuerrichtet. Ges. schwarzen Garten, Zürich 1820.
– (Autor fraglich; 1821): Beschreibung des Gurnigel-Bades im Canton Bern, 2. Abt. – XIV. Neujahrsgeschenk neuerrichtet. Ges. schwarzen Garten, Zürich 1821.
Meyer-Ahrens, C. (1860): Die Heilquellen und Kurorte der Schweiz. – Zürich (Orell-Füssli).
– (1870): Statistik der Heilquellen und Kurorte der Schweiz in Wirth, M. (1870): Allgemeine Statistik und Beschreibung der Schweiz *1*, 1: 123.
Mollet, H. (1921): Geologie der Schafmatt–Schimberg-Kette. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *47*/III.
Moore, R. C. (1957): Modern methods of Paleoecology. – Bull. AAPG *41:* 1775.
Morell, C. F. (1788): Chem. Untersuchungen einiger der bekanntern und besuchtern Gesundbrunnen und Bäder der Schweiz. – Bern (Haller).
Moret, L. (1923/24): Révision de la Feuille d'Annecy. – Bull. Carte géol. France *28*, 155; C. R. Collab. Campagne 1923.
– (1924): Sur la découverte d'Orthophragmines dans les grès de Taveyannaz du Massif de Platé (Haute-Savoie). – C.R. Acad. Sc. Paris 1924: 185.
– (1934): Géologie du Massif des Bornes. – Mém. Soc. géol. France n.s. *22*.
Mornod, L. (1946): Extension et position de la Série de Cucloz à la base du Niremont et des Pléiades. – Eclogae *39:* 144.
– (1949): Géologie de la région de Bulle. Molasse et bord alpin. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *91*.
Müller, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen; mit Beiträgen von P. Arbenz. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *74*.
Napoli-Alliata, E. di (1952): Foraminiferi pelagici e facies in Italia. – Atti del VII Convegno nazion. Metano e Petrol, Palermo 1952: 1.
Natland, M. L. (1933): The Temperature and Depth-Distribution of some recent and fossil Foraminifera in the southern California Region. – Bull. Scripps Inst. Oceanogr., Techn. Ser. *3*, 10: 225.
Niggli, P. (1931): Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. *11:* 296.
– (1952): Gesteine und Minerallagerstätten, 2. Bd. – Basel (Birkhäuser).
Niggli, P., Quervain, F. de & Winterhalter, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. *14*.
Norton, R. D. (1930): Ecologic relations of some Foraminifera. – Bull. Scripps Inst. Oceanogr., Techn. Ser. *2*, 9: 331.
Nussbaum, F. (1906): Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. – Bern (Haller).
– (1909): Über Diluvialbildungen zwischen Bern und Schwarzenburg. – Mitt. natf. Ges. Bern 1908: XI.
– (1912): Die Landschaften des bernischen Mittellandes. – Bern (K. Wyss).
– (1921): Das Moränengebiet des diluvialen Aaregletschers zwischen Thun und Bern. – Mitt. natf. Ges. Bern 1921: 42.
– (1923): Erläuterungen zu einer neuen, geologisch bearbeiteten Excursionskarte der Umgebung von Bern .– Mitt. natf. Ges. Bern 1922: 111.
Oberholzer, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *28*/I, II.
Oertli, H. J. (1956): Ostrakoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Schweiz. – Schweiz. paläont. Abh. *74*.

Ooster, W.A. & Fischer-Ooster, C. von (1869–1871): Protozoe helvetica, 2 Bde. – Basel/Genf (Georg).

Osann, E. (1829): Physikalisch-medicinische Darstellung der bekannten Heilquellen der vorzüglichsten Länder Europas, 3 Bde. – Berlin (Dümmler).

Papp, A. (1959): Handbuch der Stratigraphischen Geologie III, 1: Tertiär; Grundzüge regionaler Stratigraphie. – Stuttgart (Enke).

Parker, F.L. (1948): Foraminifera of the continental shelf from the Gulf of Maine to Maryland. – Bull. Mus. comp. Zool. Harvard Coll. *100:* 213.

Paulus, B. (1963): Zur Stratigraphie und Fazies der oligozänen und miozänen Molasse im südlichen Oberbayern. – Bull. VSP *30*, 78: 53.

Payot, R. & Jaquerod, A. (1953): Distribution de la Radioactivité en Suisse. – Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève *42*, 3.

Penck, A. & Brückner, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde. – Leipzig (Tauchnitz).

Pettijohn, F.J. (1957): Sedimentary rocks. – New York (Harper & Brothers).

Peyer, B. (1957): *Protornis glaronensis* H. v. Meyer; Neubeschreibung des Typusexemplares und eines weitern Fundes. – Schweiz. paläont. Abh. *73*, 2.

Phleger, F.B. (1951*a*): Ecology of foraminifera northwest Gulf of Mexico, Part.1. Foraminifera distribution. – Geol. Soc. Amer. Mem. *46*.

– (1951*b*): Displaced Foraminifera fauna: Turbidity currents and the transportation of coarse sediments to deep water. – Soc. econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. *2:* 53.

Phleger, F.B. & Parker, F.L. (1951): Ecology of foraminifera northwest Gulf of Mexico, Part.II. Foraminifera species. – Geol. Soc. Amer. Mem. *46*.

Pokorny, V. (1958): Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie, 2 Bde. – Berlin (VEB).

Potter, P.E. & Pettijohn, F.J. (1963): Paleocurrents and basin analysis. – Berlin (Springer).

Quervain, F. de (1928): Zur Petrographie und Geologie der Taveyannazgesteine. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. *8*.

Radomski, A. (1961): On some sedimentological problems of the Swiss Flysch series. – Eclogae *54:* 451.

Reber, R. (1964): Subalpiner Flysch zwischen Emme und Thunersee. – Eclogae *57:* 91.

Rech-Frollo, M. (1953): Recherche de critères pétrographiques de la notion de Flysch. – Bull. Soc. géol. France 6, *3:* 537.

– (1954): Les grès du flysch ultrahelvétique des environs de Fribourg. – C.R. somm. séances Soc. géol. France *13*, 1954: 282.

Reinhardt, J.L. (1731): Plan des Gürbebachs von dem Kilchthurnen-Stäg bis nach Wattenwil; 4 Teilpläne ca. 1: 1600; Teilplan Wattenwil–Selhofen. – Unveröffentlicht (Staatsarchiv Bern).

Renevier, E. (1874): Tableaux des terrains sédimentaires. – Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *12:* 348; *13:* 218.

Renz, H.H. (1937): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – Eclogae *30:* 87.

– (1948): Stratigraphy and fauna of the Agua Salada Group, State of Falcón, Venezuela. – Geol. Soc. Amer. Mem. *32*.

Rigassi, D. (1957*a*): Faune sannoisienne du Pont de Naves. – Arch. Sc. *10*, 2: 171.

– (1957*b*): Le Tertiaire de la Région Genevoise et Savoisienne. – Bull. VSP *24*, 66: 19.

Ritter, E. (1924): Stratigraphie und Tektonik der kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal. – Eclogae *18:* 387.

Rock-Color Chart Committee (1951): Rock-Color Chart. – New York (Geol. Soc. Amer.).

Rollier, L. (1910): Sur la molasse suisse et du Haut-Rhin. – Verh. schweiz. natf. Ges. *93*, I, Basel: 93.

– (1911): Revision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes en général. – N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. *46*, 1.

Rothpletz, A. (1908): Geologische Alpenforschung III: Die Nord- und Südüberschiebungen in den Freiburger Alpen. – München (Lindauer).

Royal Dutch Shell (1958): Standard Legend. – Den Haag (Bataafse Intern. Petr. Maatschappij).

Rüefli, W.H. (1959): Stratigraphie und Tektonik des eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental. – Mitt. geol. Inst. ETH Univ. Zürich C 75.

Rüsch, G. (1825–1832): Anleitung zu dem richtigen Gebrauche der Bade- und Trinkcuren überhaupt, mit besonderer Betrachtung der schweizerischen Mineralwasser und Badeanstalten, 3 Bde. – 1., 2. Bd. Ebnat (Keller), 3. Bd. Bern u. Chur (Dalp).

Rütimeyer, L. (1848): Recherches géologiques et paléontologiques sur le terrain nummulitique des Alpes Bernoises. – Arch. Sc. phys. nat. Genève *9:* 177.

– (1850): Über das schweizerische Nummulitenterrain. – N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. *11*.

Rutsch, R.F. (1928): Geologie des Belpberges. – Mitt. natf. Ges. Bern 1927: 1.

Rutsch, R. F. (1933): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *66*.
– (1934): Beiträge zur Kenntnis tropisch-amerikanischer Tertiärmollusken II. Pteropoden und Heteropoden aus dem Miocaen von Trinidad. – Eclogae *27:* 299.
– (1947): Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *87*.
– (1949*a*): Geologischer Bericht über die Grundwasservorkommen im Flussgebiet 31: Gürbe bis Wattenwil. – Geologische Untersuchung ausgeführt im Auftrage des Wasserrechtsamtes des Kantons Bern. Unveröffentlicht.
– (1949*b*): Geologischer Bericht über die Grundwasservorkommen im Flussgebiet 32: Gürbe–Wattenwil–Aare. – Geologische Untersuchung ausgeführt im Auftrage des Wasserrechtsamtes des Kantons Bern. Unveröffentlicht.
– (1952): Das Typusprofil des Aquitanien. – Eclogae *44:* 352.
– (1958): Das Typusprofil des Helvétien. – Eclogae *51:* 107.
– (1959): Molasse als Sedimentationstypus. – Eclogae *51:* 1042.
– (1961): Zur Palaeogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz, I. Teil. – Bull. VSP *28*, 74: 27.
– (1962*a*): Zur Palaeogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz, II. Teil. – Bull. VSP *28*, 75: 13.
– (1962*b*): Bericht über die Tagung des Comité du Néogène méditerranéen in Spanien 1961. – Bull. VSP *28*, 75: 73.
– (im Druck): Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz, 1:25000, Bl. 26: Neuenegg–Oberbalm. – Bern (Kümmerly & Frey).
Sacco, F. (1888): Les terrains tertiaires de la Suisse. – Bull. Soc. belge Géol. Mém. *2:* 271.
Sarasin, Ch. (1892): Die Konglomerate und Brekzien des Flysches in der Schweiz. – N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. *8:* 180.
– (1894*a*): De l'origine des roches exotiques du Flysch; – I^re^ Partie. – Arch. Sc. phys. nat. Genève 3, *31:* 570.
– (1894*b*): De l'origine des roches exotiques du Flysch; II^e^ Partie. – Arch. Sc. phys. nat. Genève 3, *32:* 67.
Sarasin, Ch. & Collet, L. W. (1907): La zone des Cols et la géologie du Chamossaire. – Arch. Sc. phys. nat. Genève 4, *14*, 12: 586.
Schardt, H. (1893): Sur l'origine des Préalpes Romandes. – Arch. Sc. phys. nat. Genève 3, *30*, 12: 513.
– (1898*a*): Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen. – Eclogae *5:* 233.
– (1898*b*): Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses. – Bull. Soc. vaud. Sc. nat. *34:* 113.
– (1907): Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. – Verh. schweiz. natf. Ges. St. Gallen *89*, 1906: 1.
– (1908): Excursion destinée à étudier la structure du Jura, du Plateau et des Alpes. – Livret Exc. sc. 9^e^ Congr. intern. Géogr. Genève: 58.
Schaub, H. (1951): Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches. – Schweiz. paläont. Abh. *68*.
– (1952): Flysch, eine kurze Übersicht. – Korrespondenzbl. geogr.-ethn. Ges. Basel *2*, 2: 2.
Scheuchzer, J. J. (1717): Hydrographia Helvetica. – Zürich (Bodmer).
– (1746): Naturgeschichte des Schweitzerlandes. – Zürich (Gessner).
Schider, R. (1913): Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *43*.
Schlosser, M. (1923): Revision der Unteroligocaenfauna von Häring und Reut im Winkel. – N. Jb. Mineral. etc. Beil.-Bd. *47:* 254.
Schmid, K. (1950): Das Alter des Uebeschisteinbruchs. – Manuskript, unveröffentlicht.
Schmid, W. (1957): Wildbachverbauungen und Flusskorrektionen im Einzugsgebiet der Aare bis zur Einmündung der Reuss. – Wasser- und Energiewirtschaft *49*, 7–9.
Schmidt, C. (1891): Gutachten über die nicht publizierte Arbeit von Schardt, H.: Versuch einer Bahnbrechung zur Lösung der Flyschfrage und zur Entdeckung der Herkunft der exotischen Blöcke im Flysch. – Verh. schweiz. natf. Ges. Freiburg 1892: 92.
Schroeder, J. W. & Pictet, E. (1946): De quelques Foraminifères trouvés dans les Grès de Taveyannaz et de l'âge de ces derniers. – C.R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève *63:* 33.
Schroeder, J. & Ducloz, Ch. (1955): Géologie de la Molasse du Val d'Illiez. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *100*.
Schuhmacher, J. (1949): Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergtales. – Mitt. natf. Ges. Bern NF *7*.
Schuppli, H. M. (1952): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, 9. Abschnitt: Ölgeologische Probleme der subalpinen Molasse der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. *26*, 4.
Schwarzbach, M. (1961): Das Klima der Vorzeit. – Stuttgart (Enke).
Schweighauser, J. (1953): Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocaen und Eocaen des Vicentin. – Schweiz. paläont. Abh. *70*, 1.
Schweizerische Balneologische Gesellschaft (1910): Bäder und Kurorte der Schweiz. – Aarau (Sauerländer).

Schweizerische Eidgenossenschaft (1958): Verordnung über den Verkehr mit Lebensmitteln und Gebrauchsgegenständen vom 26. Mai 1936 mit den bis 31. Dezember 1958 erfolgten Abänderungen und Ergänzungen. – Bern (Bundeskanzlei).

Schweizerischer Forstverein (1898): Die Wasserverheerungen und die Ergänzung der Bewaldung unserer Gebirgsgegenden. – Bern (Michel & Büchler).

Schweizerischer Verein Analytischer Chemiker, Eidgenössisches Gesundheitsamt und Schweizerische Gesellschaft für Balneologie und Klimatologie (1937): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Bern (Zimmermann).

Seitz, O. (1958): Gibt es eine Chronostratigraphie? – Geol. Jb. *75:* 647.

Shrock, R.R. (1948): Sequence in layered rocks. – New York (McGraw Hill).

Smith, F.D. (1955): Planctonic foraminifera as indicators of depositional environment. – Micropaleontology *1:* 147.

Staub, R. (1924): Der Bau der Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *52.*

– (1954): Der Bau der Glarneralpen. – Glarus (Tschudi).

Stehlin, H.G. (1902): Über die Grenze zwischen Oligocaen und Miocaen in der Schweizer Molasse. – Eclogae *7:* 360.

– (1909): Anthracotherium aus dem marinen Sandstein von Vaulruz. – Eclogae *10:* 754.

– (1914): Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Funde und ihre stratigraphische Verbreitung. – Verh. natf. Ges. Basel *25:* 179.

– (1922): Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. – Eclogae *16:* 575.

– (1938): Über das Alter des Vaulruzsandsteins. – Eclogae *31:* 293.

Steinmann, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen. – Ber. natf. Ges. Freiburg i.B. *16:* 18.

Straaten, L.U.J.U. van (1959): Minor structures of some recent littoral and neritic sediments. – Geol. en Mijnbouw n.s. *21:* 197.

Stradner, H. (1958): Die fossilen Discoasteriden Oesterreichs, 1. Teil. – Erdöl-Z. *74:* 178.

– (1959): Die fossilen Discoasteriden Oesterreichs, 2. Teil. – Erdöl-Z. *75:* 472.

Straub, E.W. (1952): Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a.d. Donau. – Geol. Jb. *66:* 433.

Studer, B. (1825): Beyträge zu einer Monographie der Molasse. – Bern (Jenni).

– (1827*a*): Geognostische Bemerkungen über einige Teile der nördlichen Alpenkette. – Leonhards Taschenbuch 21.

– (1827*b*): Remarques géognostiques sur quelques parties de la chaîne septentrionale des Alpes. – Ann. Sc. nat. Paris *11:* 5.

– (1829): Lettre de Berne. – J. Géol. par MM. A. Boué, Jobert et Rozet 1, Paris 1830: 210.

– (1834*b*): Geologie der westlichen Schweizeralpen. – Heidelberg und Leipzig (Groos).

– (1834*c*): Mittheilungen. – Leonhards N. Jb.: 638.

– (1848): Sur la véritable signification du nom de Flysch. – Verh. schweiz. natf. Ges. Solothurn: 32.

– (1851): Geologie der Schweiz, 1. Bd. – Bern (Stämpfli).

– (1853*a*): Geologie der Schweiz, 2. Bd. – Bern (Stämpfli).

– (1853*b*): Geologische Mitteilungen. – Mitt. natf. Ges. Bern 1853, 300/301: 281.

– (1872): Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebung. – Bern (Dalp).

Styger, G.A. (1961): Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe. – Mitt. geol. Inst. ETH, Univ. Zürich, C, *77.*

Tasch, P. (1953): Causes and paleoecological significance of dwarfed fossil marine invertebrates. – J. Paleont. *27:* 356.

– (1957): Fauna and Paleoecology of the Pennsylvanian Dry shale of Kansas. – Geol. Soc. Amer. Mem. *67:* 365.

Tercier, J. (1925): Sur la géologie de la Berra et l'emplacement originel du Flysch des Préalpes externes. – Bull. Soc. fribourg. Sc. nat. *28:* 68.

– (1926): Géologie de la Berra. – Eclogae *20:* 256.

– (1928*a*): Géologie de la Berra. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *60.*

– (1928*b*): Nouvelles observations géologiques dans la partie médiane de la chaîne du Gurnigel. – Eclogae *21:* 17.

– (1945): Le problème de l'origine des Préalpes. – Bull. Soc. fribourg. Sc. nat. *37.*

– (1947): Le Flysch dans la sédimentation alpine. – Eclogae *40:* 163.

– (1952): Problème de sédimentation et de tectonique dans les préalpes. – Rev. Questions sc. Louvain 1952: 17.

Tercier, J., Mornod, L., Schwartz-Chenevart, C. & Campana, B. (1946): Compte rendu des excursions de la Société Géologique Suisse dans les Préalpes fribourgeoises. – Eclogae *38:* 483.

Terry, R.D. & Chilingar, G.V. (1955): Summary of «Concerning some additional aids in studying sedimentary formations» by M.S. Shvetsov. – J. sed. Petrol. *25:* 229.

Thenius, E. (1959): Handbuch der stratigraphischen Geologie III, 2: Tertiär, Wirbeltierfaunen. – Stuttgart (Enke).

Thorp, E.M. (1935): Calcareous shallow-water marine deposits of Florida and the Bahamas. – Carnegie Inst. Washington, Publ. *452:* 37.
Trauzettel, G. (1962): Die Rutschungen der Württembergischen Knollenmergel. – Arbeiten geol.-paläont. Inst. Techn. Hochschule Stuttgart NF *32*.
Travis, R.B. (1955): Classification of rocks. – Quart. J. Colorado School Mines *50:* 1.
Trümpy, R. (1958): Remarks on the pre-orogenic history of the alps. – Geol. en Mijnbouw n.s. *20:* 340.
– (1960): Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. *71:* 843.
Trümpy, R. & Bersier, A. (1954): Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pélerin. – Eclogae *47:* 119.
Twenhofel, W.H. & Mc Kelvey, V.E. (1941): Sediments of fresh-water lakes. – Bull. AAPG *25:* 846.
Twenhofel, W.H. & Tyler, S.A. (1941): Methods of study of Sediments. – London (McGraw Hill).
U.S. Geological Survey (1956): Data sheets. – Washington (Amer. geol. Inst.).
Veit, E. (1963): Der Bau der südlichen Molasse Oberbayerns auf Grund der Deutung seismischer Profile. – Bull. VSP *30*, 78: 15.
Verniory, R. (1956): Extraction des microfossils: une nouvelle méthode rapide. – Arch. Sc. *9*, 4: 487.
– (1957): Utilisation des mouillants cationiques en micropaléontologie. – Arch. Sc. *10*, 1: 116.
Vetter, A. (1845): Handbuch der speziellen Heilquellenlehre, 2. Aufl. – Berlin (Hirschwald).
Vigneaux, M., Magne, A., Veillon, M. & Moyes, J. (1954): Aquitanien et Burdigalien. – C.R. hebd. Séances Acad. Sc. Paris *239:* 818.
Visser, W.A. (1937): De stratigrafische verspreiding der Foraminiferen in het Limburgse Senoon. – Natuurhist. Maandblaad *26*, 7–8: 87.
Volz, E. & Wagner, R. (1960): Die älteste Molasse in einigen Bohrungen Schwabens. – Bull. VSP *27*, 72: 23.
Vonderschmitt, L. (1923): Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *50*/I.
– (1935): Neue Fossilfunde im Flysch des Val d'Illiez. – Eclogae *28:* 550.
Vonderschmitt, L. & Schaub, H. (1943): Neuere Untersuchungen im Schlierenflysch. – Eclogae *36:* 207.
Vuagnat, M. (1943*a*): Sur quelques nouveaux affleurements de grès de Taveyannaz du Type Val d'Illiez à porphyrites arborescentes. – C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève *60:* 53.
– (1943*b*): Les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. *23:* 353.
– (1944): Quelques données pétrographiques sur le Flysch helvétique des environs d'Engelberg. – C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève *61:* 286.
– (1945): Essai de subdivision à l'intérieur du groupe des grès de Taveyannaz – grès d'Altdorf. – Eclogae *37:* 427.
– (1946): Sur quelques diabases suisses. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. *26:* 116.
– (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *97*.
Wagner, J.J. (1680): Historia naturalis Helvetiae curiosa. – Zürich (Lindinner).
Walker, R.G. (1963): Distinctive Types of Ripple-Drift Cross-Lamination .– Sedimentology *2:* 173.
Wegmann, R. (1961): Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm. – Mitt. geol. Inst. ETH, C *76*.
Wettstein, A. (1887): Über die Fischfauna des tertiaeren Glarnerschiefers. – Abh. schweiz. paläont. Ges. *13*, 2.
Williams, H., Turner, F.J. & Gilbert, C.M. (1955): Petrography. – San Francisco (Freemon).
Woldstedt, P. (1961): Das Eiszeitalter, 1. Bd., Die allgemeinen Erscheinungen. – Stuttgart (Enke).
Zangerl, R. (1958): Die oligozänen Meerschildkröten von Glarus. – Schweiz. paläont. Abh. *73*, 3.
Zingg, Th. (1935): Beitrag zur Schotteranalyse. – Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. *15:* 39.
Zöbelein, H.K. (1960): Über die chattische und aquitanische Stufe und die Grenze Oligozän-Miozän in Westeuropa. – Mitt. geol. Ges. Wien *52:* 245.
Zollinger, E. (1892): Zwei Flussverschiebungen im Berner Oberland. – Basel (Wittmer).

II. Teil: Paläontologie

Alimen, H. (1936): Etude sur le Stampien du Bassin de Paris. – Mém. Soc. géol. France, n.s. *31*.
Baker, H.B. (1956*a*): Family Names in Pulmonata. – Nautilus, Philadelphia *69:* 128.
– (1956*b*): Familial names for land operculates. – Nautilus, Philadelphia *70:* 28.
– (1957): Families of Pulmonata. – Nautilus, Philadelphia *70:* 141.
Baumberger, E. (1915): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Biel und Grenchen. – Verh. natf. Ges. Basel *26:* 109.
– (1925): Die subalpine Molasse von Luzern. – Eclogae *19:* 165.

Baumberger, E. (1927*a*): Über eine aquitane Molluskenfauna vom untern Buchberg (Ob. Zürichsee). – Eclogae *20:* 316.
– (1927*b*): Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura. – Verh. natf. Ges. Basel *38:* 147.
– (1929): Die Deutung des Rigi- und Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde. – Verh. natf. Ges. Basel *40:* 295.
– (1930): Vorläufige Mitteilung über die Altersbestimmung der subalpinen Süsswassermolasse in der Ostschweiz. – Eclogae *23:* 555.
Beck, P. (1922): Das stampische Alter der Thuner-Nagelfluh und deren Bedeutung für den Bau des Alpenrandes. – Mitt. natf. Ges. Bern 1922: XX.
– (1945): Über den Mechanismus der subalpinen Molassetektonik. – Eclogae *38:* 353.
Beck, P. & Rutsch, R.F. (1958): Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz, 1:25000, Bl. 21: Münsingen–Heimberg. – Bern (Kümmerly & Frey).
Berz, K.C. & Jooss, C.H. (1927): Über die Altersstellung der tertiären Schichten von Oggenhausen bei Heidenheim. – Centralbl. Mineral. etc. 1927, B, *5:* 193.
Boettger, C.R. (1909): Ein Beitrag zur Erforschung der europäischen Heliciden. – Nachr.-Bl. dtsch. malak. Ges. *41:* 1, 49.
– (1911): Einige Worte zu: Noch einmal «Die Verwandtschaftsbeziehungen der Helix-Arten aus dem Tertiär Europas» von Prof. Dr. O. Boettger in Frankfurt. – Nachr.-Bl. dtsch. malak. Ges. *43:* 99, 113.
– (1926): Systematic and geographical notes on *Clausiliidae*. – Arch. Naturgesch. *91* (1925), A (5): 1.
– (1932): Die funktionelle Bedeutung der Rippung bei Landschneckengehäusen. – Zool. Anz. *98:* 209.
Boettger, C.R. & Wenz, W. (1921): Zur Systematik der zu den Heliciden-Subfamilien *Campylaeinae* und *Helicinae* gehörigen tertiären Landschnecken. – Arch. Molluskenkunde *53:* 6.
Boettger, O. (1870): Revision der tertiären Land- und Süsswasserversteinerungen des nördlichen Böhmens. – Jb. k.k. geol. Reichsanst. Wien *20:* 283.
– (1877): Clausilienstudien. – Palaeontographica, Suppl. III.
– (1884): Fossile Binnenschnecken aus den untermiocänen Corbicula-Thonen von Niederrad bei Frankfurt. – Ber. Senckenberg. natf. Ges. Frankfurt 1883/1884: 258.
– (1897): Neue Helix-Formen aus dem Mainzer Tertiär. – Nachr.-Bl. dtsch. malak. Ges. *29:* 16.
Brockmeier, H. (1932): Umwelt und Schalenbau der Schnecken und Muscheln. – Z. dtsch. geol. Ges. *84:* 735.
Brohmer, P., Ehrmann, P. & Ulmer, G. (1933): Die Tierwelt Mitteleuropas II, 1. – Leipzig (Quelle & Meyer).
Brongniart, M. (1810): Sur des terrains qui paroissent avoir été formés sous l'eau douce. – Ann. Mus. Hist. nat. Paris *15:* 357.
Burri, F. (1951): Geologie des Jensberges. – Mitt. natf. Ges. Bern NF *8:* 29.
Cooke, A.H. (1915): The genus Clausilia, a study of its geographical distribution. – Proc. Mal. Soc. London *11:* 249.
Cox, L.R. (1955): Observations on Gastropod descriptive Terminology. – Proc. Mal. Soc. London *31:* 190.
– (1960): General characteristics of Gastropoda in R.C. Moore, Treatise on Invertebrate Paleontology, Part I, Mollusca 1. – Geol. Soc. Amer. (Univ. Kansas Press).
Coxe, W. (1789): Travels in Switzerland in a series of letters to William Melmoth, Esq., Vol. 3. – London (Cadell).
Dehm, R. (1931): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. – N. Jb. Mineral. etc., Abh., Beil.-Bd. *67*, Abt. B: 139.
Ehrmann, P. (1927): Zur Systematik der Clausiliiden, besonders der ostasiatischen. – Sb. natf. Ges. Leipzig *49–52* (1922–1925): 18.
Fischer, K. & Wenz, W. (1914): Die Landschneckenkalke des Mainzer Beckens und ihre Fauna. – Jb. Nass. Ver. f. Natk. Wiesbaden *67:* 22.
Fischer, P. (1880–1887): Manuel de Conchyliologie et de Paléontologie conchyliologique... – Paris (Savy).
Fischer-Ooster, C. von (1856): Übersicht aller bisher bekannten Fundorte fossiler Pflanzen aus der Molasseperiode im Canton Bern. – Mitt. natf. Ges. Bern 1856: 73.
Forcart, L. (1957): Ipsa Studeri Conchylia. – Mitt. natf. Ges. Bern NF *15:* 157.
Fröhlicher, H. (1933): Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *67*.
Frömming, E. (1954): Biologie der mitteleuropäischen Landgastropoden. – Berlin (Duncker & Humblot).
Gerber, E. (1925): Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *50*/II.
– (1928): Eine neue *Poiretia* aus dem untersten kohleführenden Horizont der Emmentaler Molasse. – Eclogae *21:* 427.
– (1932): Zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse von Rüschegg. – Mitt. natf. Ges. Bern 1931: 67.
– (1950*b*): Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz, 1:25000, Bl. 22: Fraubrunnen–Burgdorf. – Bern (Kümmerly & Frey).

Geyer, D. & Le Roi, O. (1911): Über die Clausilien der Rheinprovinz. – Sitz.-Ber. Vers. Bot. Zool. Ver. hrsg. nat.-hist. Ver. preuss. Rheinl. u. Westf. 1911, E: 33.

Gregorio, A. de (1883): Moderne nomenclature des Coquilles des Gastéropodes et des Pélécypodes. – Palermo.

Held, F. (1837): Notizen über die Weichthiere Bayerns. – Isis, Encycl. Z. (Oken) 1837, 12: 901.

Internationaler Kongress für Zoologie (1962): Internationale Regeln für die zoologische Nomenklatur, beschlossen vom XV. Internationalen Kongress für Zoologie. – Frankfurt am Main (Senckenberg. natf. Ges.).

Jooss, C.H. (1910): Binnenconchylien aus dem Obermiocaen des Pfänders bei Bregenz am Bodensee. – Nachr.-Bl. dtsch. malak. Ges. *42:* 19.

– (1912*a*): Vorläufige Mitteilung über eine vermutlich alttertiäre Schneckenfauna aus dem Ries. – Centralbl. Mineral. etc. 1912: 88.

– (1912*b*): Alttertiäre Land- und Süsswasserschnecken aus dem Ries. – Jh. Ver. vaterl. Natk. Württemberg *68:* 159.

– (1918): Vorläufige Mitteilungen über tertiäre Land- und Süsswasser-Mollusken. – Centralbl. Mineral. etc. 1918: 287.

– (1923): Die Schneckenfauna der süddeutsch-schweizerischen Helicidenmergel. – N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. *49:* 185.

Kilian, E.F. (1951): Untersuchungen zur Biologie von *Pomatias elegans* (Müller) und ihrer «Konkrementdrüse». – Arch. Molluskenkunde *80:* 1.

Kissling, E. (1890): Die versteinerten Thier- und Pflanzenreste der Umgebung von Bern. – Bern (Wyss).

– (1894): Nachweis der obern Süsswassermolasse im Seeland. – Mitt. natf. Ges. Bern 1893: 15.

– (1902): Meeresmolasse im Emmental. – Mitt. natf. Ges. Bern 1901: 98.

– (1903): Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. *2*.

Klein, von (1846): Conchylien der Süsswasserkalkformation Württembergs. – Jh. Ver. vaterl. Natk. Württemberg *2:* 60.

– (1853): Conchylien der Süsswasserkalkformation Württembergs. – Jh. Ver. vaterl. Natk. Württemberg *9:* 201.

Kobelt, W. & Moellendorf, O. von (1897–1899): Catalog der gegenwärtig lebend bekannten Pneumonopomen. – Nachr.-Bl. dtsch. malak. Ges. *29:* 73, 105, 137; *30:* 129, 177; *31:* 129, 172.

Lamarck, J.B.P.A. de Monet de (1815–1822): Histoire naturelle des animaux sans vertèbres, 6 vols. – Paris.

Lexique Stratigraphique International (1956): Vol. I: Europe; Fasc. 11: Italia (par G. dal Piaz et L. Trevisan).

– (1957): Vol. I: Europe; Fasc. 4a: France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg; Fasc. 4a VII: Tertiaire (sous la direction de G. Denizot).

Liechti, W. (1928): Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *61*.

Locard, A. (1893): Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse, 2e Partie. – Mém. Soc. paléont. suisse *19*.

Ludwig, A., Eugster, H. & Bächler, E. (1931): Bericht über die Exkursion der SGG im st. gallisch-appenzellischen Molasseland. – Eclogae *24:* 125.

Maillard, G. (1892): Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. Première Partie. – Mém. Soc. paléont. suisse *18*.

Mermod, G. (1952): Les types de la Collection Lamarck au Muséum de Genève, III. – Rev. suisse Zool. *59:* 23.

Noulet, J.B. (1854): Mémoires sur les coquilles fossiles des terrains d'eau douce du sud-ouest de la France. – Paris (Masson).

Pfeffer, G. (1929): Zur Kenntnis tertiärer Landschnecken. – Geol.-palaeont. Abh. NF *17*, 3, Jena; hrsg. v. J.F. Pompeckj & Freih. v. Huene.

Picard, J. (1949): Notes sur les Cyclostomes des Régions paléarctiques. – J. Conchyliol. *89*, 2: 62.

Pilsbry, H.A. in: Tryon, G.W. & Pilsbry, H.A. (1895): Manual of Conchology (2) *9* (36): 161–366. – Philadelphia (Conch. Sect. Acad. Nat. Sc.).

Rambur, P. (1862): Descriptions de coquilles fossiles des faluns de la Touraine. – J. Conchyliol. *10:* 172.

Ramseyer, R. (1952): Geologie des Wistenlacherberges. – Eclogae *45:* 165.

Regius, K. (1929): Die Weichtiere in der näheren Umgebung von Magdeburg. – Abh. Ber. Mus. Natk. Vorgesch. natw. Ver. Magdeburg VI: 63.

Richter, R. (1948): Einführung in die Zoologische Nomenklatur durch Erläuterung der Internationalen Regeln, 2. Auflage. – Frankfurt am Main (Kramer).

Rutsch, R.F. (1928): Geologie des Belpbergs. – Mitt. natf. Ges. Bern 1927: 1.

– (1933): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *66*.

– (1947): Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF *87*.

– (1949): Die Bedeutung der Fossil-Deformation. – Bull. VSP *15*, 49: 5.

Rutsch, R. F. (1958): Das Typusprofil des Helvétien. – Eclogae *51:* 107.
Rutsch, R.F., Drooger, C.W. & Oertli, H. J. (1958): Neue Helvétien-Faunen aus der Molasse zwischen Aare und Emme. – Mitt. natf. Ges. Bern *16:* 1.
Sandberger, C.L.F. (1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. – Wiesbaden (Kreidel).
– (1870–1875): Die Land- und Süsswasser-Conchylien, Text- und Atlasband. – Wiesbaden (Kreidel).
Schilder, F.A. & Schilder, M. (1953–1957): Die Bänderschnecken. Eine Studie zur Evolution der Tiere. – Jena (Fischer).
Steusloff, U. (1928): Zur Molluskenfauna Mecklenburgs. – Arch. Ver. Freunde Natgesch. Mecklenburg NF *3:* 44.
Studer, B. (1825): Beyträge zu einer Monographie der Molasse. – Bern (Jenni).
– (1853): Geologie der Schweiz, 2. Bde. – Bern (Stämpfli).
Wagner, A. J. (1897): Monographie der Gattung *Pomatias* Studer. – Denkschr. kaiserl. Akad. Wissensch. Math.-natw. Cl. *64:* 565.
– (1913): Die Familie der Clausiliiden; in E.A.Rossmässler-Kobelt: Iconographie der Land- und Süsswasser-Mollusken NF *21:* 1.
– (1920): Zur Anatomie und Systematik der Clausiliiden. – Arch. Molluskenkunde *52:* 1–13, 67–78, 97–108, 145–162.
Wagner, H. (1938): Die Verbreitung der Gattung *Pomatias* in Ungarn einst und jetzt ... – Basteria *3:* 40.
Wenz, W. (1911): *Gonostoma* (*Klikia*) *osculum* Thom. und ihre Verwandten im mitteleuropäischen Tertiär. – Jb. Nass. Ver. Natk. Wiesbaden *64:* 75.
– (1916): Die Oepfinger Schichten der schwäbischen Rugulosakalke und ihre Beziehungen zu andern Tertiärablagerungen. – Jb. Mitt. oberrh. geol. Ver. NF *5:* 162.
– (1918*a*): Die Thalfinger Schichten der schwäbischen Rugulosakalke und ihre Beziehungen zu andern Tertiärablagerungen. – Jb. Mitt. oberrh. geol. Ver. NF *7:* 6.
– (1918*b*): Zur Altersfrage der böhmischen Süsswasserkalke. – Jb. Nass. Ver. Natk. Wiesbaden *70:* 39.
– (1923–1930): Fossilium Catalogus I: Animalia, Pars 17, 18, 20, 21, 22, 23, 32, 38, 40, 43, 46. – Gastropoda extramarina tertiaria. – Berlin (Junk).
– (1933): Zur Land- und Süsswasser-Molluskenfauna der subalpinen Molasse des Pfändergebiets. – Senckenbergiana *15:* 7.
– (1935): Weitere Beiträge zur Land- und Süsswasser-Molluskenfauna der subalpinen Molasse des Pfändergebietes. – Senckenbergiana *17:* 223.
– (1939): *Gastropoda*, Teil 3: *Prosobranchia* in: Handbuch der Paläozoologie 6, 1, 4, hrsg. von O.H. Schindewolf. – Berlin (Bornträger).
Wenz, W. & Zilch, A. (1959/1960): *Gastropoda* 2: *Euthyneura;* in: Handbuch der Paläozoologie 6, 2, hrsg. von O.H. Schindewolf. – Berlin (Bornträger).
Zieten, C.H. von (1830): Die Versteinerungen Württembergs. – Stuttgart.
Zöbelein, H.K. (1952*a*): Beiträge zur Kenntnis der Faltenmolasse im westlichen Oberbayern. – Erdöl und Kohle *5:* 617.
– (1952*b*): Die Bunte Molasse bei Rottenbuch und ihre Stellung in der subalpinen Molasse. – Geol. Bavarica *12.*
– (1955): Funde von Land- und Süsswasserschnecken in der chattischen und aquitanen Bunten Molasse des bayrischen Allgäus. – Z. dtsch. geol. Ges. *105:* 385.
– (1958): Land- und Süsswasserschnecken aus dem Chattien und Aquitanien der subalpinen Molasse des westlichen Allgäus; in: Vollmayr, Th. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Bl. Nr. 8426 Oberstaufen.
– (1963): Zur Biostratigraphie der gefalteten Molasse (Chattien/Aquitanien) im Süden des Obern Zürichsees. – Bull. VSP *29,* 77: 11.

Verzeichnis der benutzten geologischen Karten

Beck, E. (1863): Geologische Karte der Umgebung von Thun, des Stockhorngebirges und des Niesen, 1:500000. – Bern (Beck).

Beck, P. (1926): Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. – Mitt. natw. Ges. Thun *1*.

Beck, P. & Gerber, E. (1925): Geologische Karte Thun–Stockhorn; Spez.-Karte 96, 1:25000. – Bern (Kümmerly & Frey).

Beck, P. & Rutsch, R. (1949): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 21: Münsingen–Heimberg. – Bern (Kümmerly & Frey).

Brunner-von Wattenwil, C. (1857*b*): Geognostische Karte des Stockhorns, 1:75000. – N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. ges. Natw. *15*.

Favre, A. (1884): Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes, feuille 3, 1:250000. – Winterthur (Wurster, Randegger & Cie.).

Gerber, E. (1926): Geologische Karte der Umgebung von Bern, 1:25000. – Bern (Kümmerly & Frey).

– (1950*a*): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 22: Fraubrunnen–Burgdorf. – Bern (Kümmerly & Frey).

Gilliéron, V., Jaccard, A. & Bachmann, J. (1879): Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Dufourblatt XII: Freiburg–Bern. – Winterthur (Wurster, Randegger & Cie.).

Kissling, E. & Baltzer, A. (1889): Geologische Karte des Kantons Bern, 1:200000. – Bern (Schmid, Francke).

Lugeon, M. (1940*a*): Atlas géologique de la Suisse, 1:25000, Feuille 19: Diablerets. – Berne (Francke).

Nussbaum, F. (1922): Exkursionskarte der Umgebung von Bern, 1:75000. – Bern (Kümmerly & Frey).

– (1936): Exkursionskarte der Umgebung von Bern, 1:75000, 2. Aufl. – Bern (Kümmerly & Frey).

Rutsch, R. & Frasson, B. (1953): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 26: Neuenegg–Oberbalm. – Bern (Kümmerly & Frey).

Schweizerische Geologische Kommission (1942*a*): Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blatt 2: Basel–Bern. – Bern (Kümmerly & Frey).

– (1942*b*): Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blatt 6: Sion. – Bern (Francke).

– (1948): Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blatt 5: Genève–Lausanne. – Bern (Kümmerly & Frey).

– (1950): Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blatt 3: Zürich–Glarus. – Bern (Kümmerly & Frey).

Simler, R. Th. (1870): Geologische Formationskarte der Schweiz, 1:760000. – Winterthur (Wurster).

Tercier, J. & Bieri, P. (1961): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 36: Gurnigel. – Bern (Kümmerly & Frey).

I. TEIL: GEOLOGIE

Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet

1. Einleitung

1.1. Topographische Übersicht

Vom Gürbetal steigt das Gelände gegen die Voralpen, Gantrisch und Gurnigel, an. Östlich des Aufnahmegebietes wird die Landschaft zwischen Gürbe und Aare geprägt durch die glaziale Bedeckung (Typus der Moränenlandschaft, vgl. E. Desor, 1874); nach Norden, von Riggisberg an, erstrecken sich die morphologisch ruhigen Erhebungen (vgl. R. F. Rutsch 1928, 1947) des Mittellandes; die untersuchte Region aber zeigt bereits voralpinen Charakter wie das westlich und südlich anschliessende Gebiet.

Die Begrenzung des Aufnahmegebietes:

Im N und W der untersuchten Region sind in neuerer Zeit geologische Aufnahmen durchgeführt worden, die in folgenden geologischen Atlasblättern der Schweiz, 1:25000, veröffentlicht worden sind:

Blatt 21: P. Beck & R. F. Rutsch (1949): Münsingen–Heimberg
Erläuterungen: P. Beck & R. F. Rutsch (1958)

Blatt 26: R. F. Rutsch & B. Frasson (1953): Neuenegg–Oberbalm
Erläuterungen: R. F. Rutsch (im Druck)

Blatt 36: J. Tercier & P. Bieri (1961): Gurnigel

Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz aus diesem Gebiet:

R. F. Rutsch (1947): Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg.

Die Kartierung ist auf das östlich und südlich an diese Karten anschliessende Gebiet beschränkt worden. Die Untersuchungen und Vergleichsbegehungen haben aber gezeigt, dass eine eingehendere Bearbeitung des westlich anschliessenden Gebietes auf Blatt Gurnigel erwünscht wäre (vgl. Kapitel 2, 3, 4, 5 und 6).

Im Osten begrenzen Gürbe und Fallbach das Untersuchungsgebiet. Die östlich anschliessende Moränenlandschaft (vgl. P. Beck & E. Gerber [1925]: Spezialkarte 96) sollte ebenfalls neu untersucht werden (vgl. Kap. 2, 3, 5 und 6).

Im Süden ist bis an den Blattrand des für die Aufnahmen zur Verfügung stehenden Planes, 1:10000, der Schweiz. Grundbuchvermessung, Blatt Wattenwil, kartiert worden. Da der südlich und westlich an das Untersuchungsgebiet anschliessende Gurnigelflysch (vgl. Kap. 3) nicht eingehender bearbeitet werden sollte, ist damit diese Region auch geologisch sinnvoll abgegrenzt.

Die Lage des untersuchten Gebietes geht aus Fig. 1 hervor.

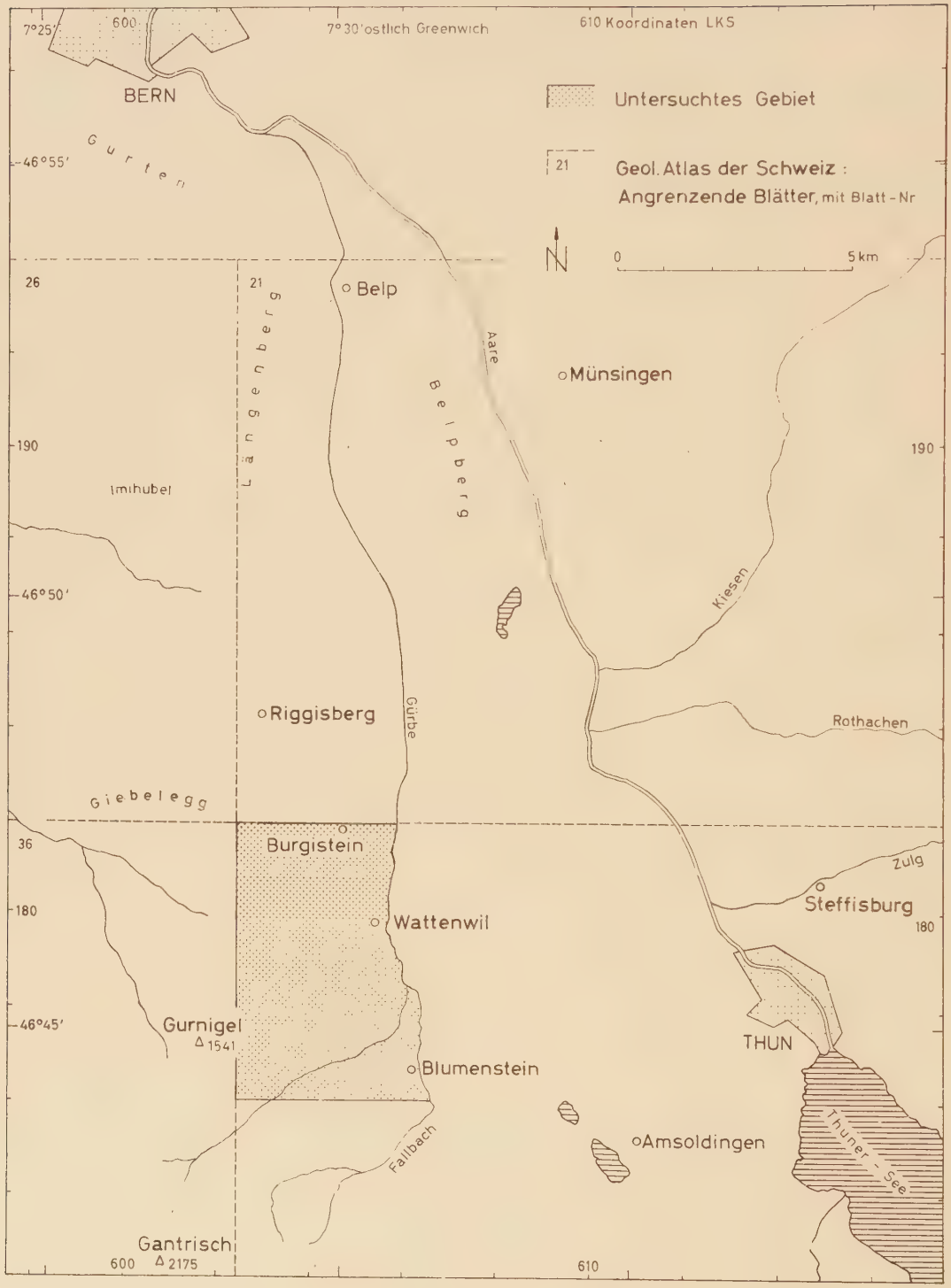


Fig. 1: Topographische Übersichtsskizze

1.2. Problemstellung

E. Gerber (1925; vgl. auch P. Beck & E. Gerber 1925) hat in seiner «Geologie des Gurnigels» das von mir neu untersuchte und das unmittelbar anschliessende Gebiet beschrieben. Folgende grundlegende Fragen sind dabei offen geblieben:

1. Bildet die stampische, durch Landschnecken datierte Molasse (Gerber 1925: 38), eine ca. 3600 m mächtige Abfolge von Mergeln, Sandsteinen und Nagelfluh, die von der Giebeleggschuppe (R. F. Rutsch 1947: 33) bis an die Basis der von Gerber ins Unterstampien gestellten Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine reicht, eine tektonisch einheitliche, normal liegende Schuppe (Dürrbachgraben-Schuppe; Gerber 1948) oder sind mehrere Schuppen vorhanden (vgl. die hypothetische Darstellung von P. Beck 1946)?
2. Die das stampische Alter beweisenden zwei Landschneckenarten von der Fuchsegg sind ca. 3000 m über der Basis der ganzen Abfolge gefunden worden. Es waren daher weitere Anhaltspunkte für die chronostratigraphische Gliederung dieses mächtigen Sedimentstosses zu suchen.
3. Das unterstampische Alter der Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine ist von Gerber (1925: 38/39) auf Grund der lithologischen Ähnlichkeit dieser Sedimente mit den Gesteinen der Ralligschichten bei Ralligen (vgl. 5.1. und 5.8.) angenommen worden. Es musste deshalb versucht werden, eine Fauna zu finden, die eine chronostratigraphische Zuweisung erlaubt.
4. Gerber (Beck & Gerber 1925; 1925) nimmt für die mit 20–70°/120–150° gegen die Alpen einfallenden Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine ein unterstampisches, für die nördlich anschliessende mehr oder weniger konkordant einfallende liegende Molasse ein mittelstampisches Alter an; trotzdem verzichtet er darauf, eine tektonische Störungslinie zwischen den beiden Abfolgen von Sedimenten anzugeben (vgl. die Kritik von R. F. Rutsch 1933: 19; P. Beck & R. F. Rutsch 1958: 26, 27). Es galt daher, die tektonische Stellung der Goldeggsandsteine und Jordisbodenmergel abzuklären.
5. Die Beziehungen Wildflysch–Gurnigelflysch und der Aufbau der Gurnigelflyschmasse (vgl. Kap. 3, 4) konnten wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse in meinem Aufnahmegebiet nur beiläufig studiert werden. Eine Untersuchung in grösserem Rahmen wird diese Fragen zu klären haben.

1.3. Methodisches

1.31. Kartengrundlagen

Für die Kartierung stand ein Plan 1:10000 der Schweiz. Grundbuchvermessung, Blatt 352: Wattenwil, nachgeführt bis Oktober 1936 (Dreifarbendruck) zur Verfügung.

Die Originalkarte ist auf die gleiche Planunterlage, nachgeführt bis Ende 1962, übertragen worden; dieser Plan ist einfarbig (mit Waldsignatur); die Zahl der leider im Dialekt wiedergegebenen Flurnamen ist stark reduziert worden. Die im Text verwendeten Flurnamen sind im allgemeinen in der geologischen Karte (Taf. II) eingetragen. Für wichtige Fluren, deren Namen verwendet werden, die aber in der nachgeführten Planunterlage nicht bezeichnet worden sind, gebe ich jeweils die Koordinaten an.

Die Koordinatenangaben beziehen sich, wenn nichts anderes vermerkt ist (z. B. SA = Siegfriedatlas), auf die Landeskarte der Schweiz (LK).

1.32. Feldarbeit, Beschreibung der Sedimente

1.321. Im Felde ist zur Beschreibung der Aufschlüsse das Schema von M. I. Goldmann (1922) verwendet worden, ergänzt durch Angaben nach Twenhofel & Tyler (1941), der Standard Legend der Royal Dutch Shell (1958) und den Data sheets des U. S. Geol. Survey (1956).

1.322. Die Farben der Sedimente habe ich nach der Rock Color Chart (1951, 2. Aufl.) des Rock Color Chart Committee bestimmt; die Farbbezeichnungen sind ins Deutsche übertragen, und zusätzlich ist die Kennziffer der Farbe angegeben worden. Alle Farbwerte sind, um einigermassen unabhängig von Beleuchtungs- und Feuchtigkeitsunterschieden zu sein, an den trockenen Gesteinsproben im Labor bestimmt worden.

1.323. Die Schichtung habe ich nach dem folgenden, ins Deutsche übersetzten Schema von Dunbar & Rodgers (1957: 97) beschrieben:

Schichten über 100 cm massig
30 –100 cm dickbankig
10 – 30 cm dünnbankig
3 – 10 cm dickplattig
1 – 3 cm dünnplattig
0.3 – 1 cm feingeschichtet
unter 0.3 cm blättrig

1.324. Für die Angabe der Korngrössenklassen, die mit einer Vergleichsphoto fraktionierter Sande geschätzt worden sind, habe ich die Bezeichnungen der von Dunbar & Rodgers (1957: 161) abgeänderten Skala von Wentworth verwendet. Da ich keine Korngrössenanalysen durchgeführt habe, musste die Sortierung der Sandsteine geschätzt werden (mit Lupe oder im Dünnschliff). Der Sortierungsgrad ist nach dem Vorschlag des Geological Survey of Israel (1962) angegeben worden:

Sortierung gut 90% der klastischen Partikel gehören 1 oder 2 Grössenklassen an,
mittelmässig 90% der Körner sind auf 3 oder 4 Grössenklassen verteilt,
schlecht 90% der Partikel gehören 5 oder mehr Grössenklassen an.

1.325. Zur Beurteilung des Rundungsgrades von Geröllen ist die Vergleichstabelle von W. C. Krumbein (1941, Taf. I) benutzt worden für die Grössenklassen 16 bis 32 mm, während für die Gerölle mit Durchmessern zwischen 32 und 64 mm eine linear zweimal vergrösserte Krumbein-Tabelle zur Verfügung stand.

Den Rundungsgrad der Quarzkomponenten der mittleren bis feinen Sandfraktion habe ich nach den Vergleichsbildern von H. Williams et al. (1955) bestimmt.

Die Bezeichnungen der Rundungsgrade sind ins Deutsche übertragen worden; bei den Rundungsgraden der Gerölle werden, um Missverständnisse zu vermeiden, jeweils die von Krumbein angegebenen Rundungswerte ebenfalls angegeben.

1.326. Zur Beschreibung der Molasseprofile wird folgendes Schema angewandt (vgl. 1.321.):

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung

1.) Bezeichnung des Gesteins
2.) Bemerkungen zur Schichtlage
3.) Farbe des Gesteins
4.) Bruch
5.) Härte
6.) Beziehungen zu andern Gesteinseinheiten
7.) Schichtung
8.) Zusammensetzung; entweder makroskopischer (ma) oder mikroskopischer (mi) Befund
   a) Korngrössenbereich in μ
   b) Sortierung
   c) Zement (chem. Fraktion); Vol.-%-Anteil
   d) Matrix; Vol.-%-Anteil
   e) Detritische Fraktion (ohne Matrix); Vol.-%-Anteil
   f) Hauptgemengteile (Angabe der Vol.-% von d + e)
   g) Nebengemengteile
   h) Akzessorien
   i) Reife der Sandsteine
   k) Rundung der Quarzkörner
9.) Organischer Gehalt
10.) Bemerkungen

1.33. Nomenklatur der Gesteine

Ein Vergleich der Klassifikationsvorschläge für Sedimentgesteine von Füchtbauer (1959), P. D. Krynine (1948), F. J. Pettijohn (1956) und R. B. Travis (1955) zeigt, dass vor allem die Begriffe Grauwacke und Subgrauwacke, die in Molasse- und Flyschablagerungen angewendet werden müssen, bei den einzelnen Autoren sehr verschieden aufgefasst und abgegrenzt werden.

Travis (1955: 23, Fig. 4), P. Niggli (1952: 217) und andere Autoren schlagen deshalb vor, die viel diskutierten und oft neu definierten Begriffe Grauwacke und Subgrauwacke nicht mehr zu verwenden. In der vorliegenden Arbeit wird die von Travis vorgeschlagene Gesteinsklassifikation für Sedimente verwendet.

Für die Kristallinkomponenten der Nagelfluh wird die von P. Niggli (1931: 296) vorgeschlagene Nomenklatur verwendet.

1.34. Sedimentpetrographische Untersuchungen

Es sind ausschliesslich Dünnschliffe untersucht worden; die prozentualen Anteile der Mineralien sind unter dem Mikroskop mit Hilfe der Vergleichstabellen von Terry & Chilingar (1955) geschätzt worden.

Der bei einzelnen Schliffbeschreibungen angegebene Reifeindex wird nach F. J. Pettijohn (1956: 510) aus dem Verhältnis Quarz und Hornstein/Feldspäte und Gesteinstrümmer gebildet.

Als Hauptgemengteile werden diejenigen Minerale bezeichnet, die schätzungsweise mit mehr als 5 Vol.-% in der detritischen Fraktion (und, wenn vorhanden, der Matrix) vertreten sind; Nebengemengteile sind entsprechend mit weniger als 5 Vol.-% vertreten.

1.35. Mikropaläontologische Aufbereitungsmethoden

Um Mikroorganismen und Säugerreste aus den Sedimenten zu gewinnen, sind folgende Methoden angewandt worden:

1.351. Molassemergel (und mergelige Sandsteine):

Aufgeschlämmte Probemenge: 500–1000 g für Mikroorganismen
20–40 kg für Säugerreste

Die gut zerkleinerten Proben werden im Trockenschrank getrocknet und auf 80 bis 100° C erhitzt, dann mit ca. 15prozentigem Wasserstoffsuperoxyd (30prozentiges H_2O_2 ist mit warmem Wasser verdünnt worden; H. J. Oertli 1956: 17) bedeckt und darin während ½ bis 1 Stunde im Abzug stehen gelassen. Meistens zerfällt der grösste Teil der Probe; die Fraktion $< 100\ \mu$ wird ausgewaschen.

Um das zeitraubende Auslesen zu verkürzen, habe ich versucht, einzelne Proben nach der Methode von R. Eckert et al. (1960) und R. Eckert (1960) magnetisch zu separieren[1]. Dies hatte nur bei den Proben Erfolg, deren Schlämmrückstände nicht zu viele feinstkörnige, glimmerreiche Agglomerate, wie sie in Molasseproben oft auftreten, zeigten. Separierbedingungen auf dem selbstgebauten Magnet-Separator des Min. Institutes: Stromstärke 20 Amp., seitliche Rinnenneigung 3–5°, Rinnenvibration und Beschickung der Rinne mussten bei jeder Probe ausprobiert werden.

1.352. Mergel des subalpinen Randflysches:

Aufgeschlämmte Probemenge: 200–300 g.

Die oben erwähnte Wasserstoffsuperoxyd-Methode wird ebenfalls angewendet: ungefähr die Hälfte bis zu zwei Drittel des Materials zerfallen. Versuche, bessere Resultate mit der Benzinmethode von N. M. Layne zu erzielen, sind gescheitert, da die Mergel zuviel Kalk enthalten.

[1] Den Herren Prof. E. Niggli, Dr. T. Peters und M. Wüthrich, die mir erlaubt haben, den Magnetseparator des mineralogischen Institutes zu verwenden, danke ich bestens.

Auswaschen der Fraktion $< 100\,\mu$. Da den Mikroorganismen noch Gesteinspartikel anhaften, ist die Fraktion 100–5000 μ ursprünglich mit der im Geol. Institut der Universität Freiburg (Prof. J. Klaus) erprobten abgeänderten Methode von R. Verniory (1956, 1957) weiterbehandelt worden. Es hat sich gezeigt, dass, wegen des schlechten Erhaltungszustandes der Faunen, die Behandlungszeiten verkürzt werden müssen, da sonst durch das Einwirken der Netzmittel alle leicht beschädigten Organismen zerstört werden. Folgendes Vorgehen erwies sich als günstig:

1. Die getrocknete, gut ausgewaschene (wenn Partikel kleiner als 100 μ vorhanden sind, ballen sich die Körner zusammen und eine Weiterbehandlung ist kaum mehr möglich) Fraktion wird 1 bis max. 2 Min. in Bradosol (Ciba; 10%-Lösung; im Handel) gelegt.
2. Das Bradosol wird dekantiert und die Probe mit Wasser ausgewaschen, bis das Wasser klar bleibt.
3. Einlegen der Probe während max. 15 Min. in Desogen (Geigy; 10%-Lösung; im Handel); dann mit Desogen auswaschen, bis dieses klar bleibt.
4. Anschliessend wird das restliche, meist ganz zerfallene Sediment 10 Min. in Trichloraethylen gelegt; dann mit dieser Flüssigkeit auswaschen, bis diese klar bleibt.
5. Abschliessend waschen mit Aceton und trocknen.

1.36. Belegsammlung

Im Text wird bei der Erwähnung eines Aufschlusses dessen Kennummer angeführt (z.B. Jordibruch Jo 3C). Für die Beschreibung der Handstücke, Schliffe und Faunenassoziationen werden deren Nummern (Faunen, Schliffe und Handstücke einer Fundstelle tragen die gleichen Nummern) der Kennummer des Aufschlusses angefügt (z.B. Handstück [resp. Dünnschliff, Fauna] Nr. 10 aus dem Jordibruch trägt die Nr. Jo 3C 10).

Alle beschriebenen Gesteinsproben, Schliffe und Fossilien (auch die von angrenzenden Gebieten, wenn dort ergänzende Untersuchungen durchgeführt worden sind), ausser den Säugerfaunen, sind zu einer Belegsammlung zusammengestellt worden, die im Naturhistorischen Museum Bern aufbewahrt wird.

Die Säugerfaunen werden in der Osteologischen Abteilung des Museums für Natur- und Völkerkunde in Basel aufbewahrt (siehe Katalog der Fundorte fossiler Säugetiere, zusammengestellt von Dr. J. Hürzeler).

1.37. Stratigraphische Terminologie

Ich stütze mich in dieser Arbeit auf den von der American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1961) veröffentlichten Code of Stratigraphic Nomenclature und die ihm vorausgegangenen Berichte 1 bis 6 (s. Literaturverzeichnis des Code, p. 648) sowie auf die Vorschläge für eine stratigraphische Nomenklatur der International Subcommission on Stratigraphic Terminology und die erläuternden Betrachtungen von H. D. Hedberg (1954, 1958).

Der Begriff *Formation* wird in der vorliegenden Arbeit in dem von der Intern. Subcommission on Stratigraphic Terminology (1960: 20) vorgeschlagenen Sinne verwendet. Wie D. Franke (1962) betont, darf der Begriff Formation nicht, wie das im deutschen Sprachgebrauch oft noch üblich ist, als Synonym für den Begriff System verwendet werden (vgl. Résolutions votées par le Congrès géol. intern., 2e session Bologne 1881: 3). Ich bin mir bewusst, dass die Lösung, im Deutschen das Wort Formation für den im englischen Sprachbereich mit «formation» bezeichneten Begriff anzuwenden, nicht ganz zu befriedigen vermag (vgl. die Bemerkungen von Franke 1962 über die Verwendung dieses Wortes in der deutschen geologischen Literatur); sie hat aber den Vorteil, dass wir uns international leichter verständigen können (vgl. die Vorschläge der Intern. Subcommission on Stratigraphic Terminology 1961: 36).

O. Seitz (1958) wendet sich gegen die Verwendung des Begriffes Chronostratigraphie (siehe H. D. Hedberg, 1954, 1958; vgl. auch Intern. Subcommission on Stratigraphic Terminology 1961: 23). Er betont, dass Chronostratigraphie (abgesehen von Altersbestimmungen mit radioaktiven Zerfallsprodukten) nur mit biostratigraphischen, in seltenen Fällen mit lithostratigraphischen, Methoden betrieben werden könne; deshalb sei Chronostratigraphie identisch mit Biostratigraphie (bzw. Lithostratigraphie).

Wenn wir mit biostratigraphischen Methoden einen genau definierten relativen Zeitabschnitt weltweit korrelieren wollen, z.B. eine Stufe, so müssen wir genaue Kenntnisse haben

1. von den Faunen der Schichten des Stratotyps,
2. vom Fossilinhalt der faziell verschiedenen isochronen Ablagerungen,
3. von der relativen Lebensdauer der einzelnen Faunenelemente.

Abgesehen davon, dass wir von diesem Ziel noch weit entfernt sind (vgl. auch die Einwände von H. D. Hedberg 1954: 229, 1958: 1894), glaube ich nicht, dass wir bei Korrelationen 2. und 3. Ordnung (R. F. Rutsch 1958: 116), wie wir sie anwenden müssen wegen isochronen faziell verschiedenen Ablagerungen und wegen der verschiedenen paläozoogeographischen Provinzen, Biozonen finden werden, die es uns ermöglichen, einen Zeitwert weltweit genau zu korrelieren.

Der Wert der Biostratigraphie ist, wie dies auch Hedberg (1954, 1958) hervorhebt, für weltweite Korrelation beschränkt.

Ich verwende deshalb den Begriff *Chronostratigraphie*, um trotz der heute noch sehr lückenhaften Erkenntnis von wahrscheinlichen Zeitäquivalenten sprechen zu können. Ich bin mir dabei bewusst, dass chronostratigraphische Einheiten bei unserer relativen Altersbestimmung schlechter definiert sind als biostratigraphische Einheiten in einzelnen, genügend Fossilien liefernden, gut untersuchten Gebieten.

2. Tektonik

2.1. Bisherige Untersuchungen

2.11. Gurnigelflysch, Wildflysch und die Beziehungen zu ihrer Unterlage

Die ersten Bemerkungen zur Tektonik des Gurnigelgebietes finden sich bei E. de Beaumont (1829: 301), der in der Zone Gurnigel–Thunersee sein «pyreno-apenninisches System» zu erkennen glaubt. B. Studer (1834*c*) tritt diesen Spekulationen entgegen.

1825 hatte B. Studer angenommen, dass die Molasse vor dem Gurnigelsandstein lagere und ihn nicht unterteufe. 1834*b* (p. 398) stellt er bereits eine Überschiebungshypothese auf: Der Kalk, der an der Basis des Gurnigelsandstein-Komplexes gefunden wird, ist in einem langsam vor sich gehenden Prozess über die Molasse geschoben worden. Der unter der Stockhornmasse liegende Gurnigelsandstein setzt sich vielleicht in die Tiefe fort (p. 391/392; vgl. aber auch p. 373) und steht in Verbindung mit dem Niesensandstein und dem darüber liegenden Flysch. L. Rütimeyer (1848: 177 ff., vgl. 1850: 56) ist überzeugt, dass die Nagelfluh der Molasse unter die an der Basis des Gurnigelsandsteins liegenden Kalke einfällt und dass der Gurnigelsandstein die Kalkalpen unterteuft.

Interessant sind die sich auf zahlreiche Beobachtungen stützenden theoretischen Betrachtungen von C. Brunner-von Wattenwil (1851, 1852, ausführliche Arbeit 1857*a* mit zahlreichen Profilen; vgl. auch E. Beck [1863], der ein entsprechendes Profil veröffentlicht), der seine Befunde ohne die nicht bewiesene Überschiebungstheorie zu erklären versucht:

Das Kalkgebirge mit seinen Jura- und Unterkreide-Sedimenten war zur Zeit der Ablagerung des Flysches, der sich im Innern des Gebirges nicht findet, bereits gehoben; der Flysch lagerte sich rund um die gehobenen Teil ab und wurde dann vor der Ablagerung der Molasse, da diese ihn nicht bedeckt, ebenfalls herausgehoben. Da er, wie Studer (1834) und Rütimeyer (1848) beobachtet hat, dass die Molasse unter den Flysch und dieser unter das Kalkgebirge taucht, nimmt er an, dass nach Ablagerung der Molasse wiederum Bewegungen stattfanden, welche die verschiedenen tektonischen Einheiten in geringem Masse aufeinandergeschoben haben.

Um nicht annehmen zu müssen, die nördlich und südlich der Stockhornmasse auftretenden Flyschgesteine setzten sich unter dieser fort, entwickelt I. Bachmann (1876: 30) eine andere Theorie: Die auf beiden Seiten der Stockhornkette gelegenen eocaenen Flyschgesteine sind Reste eines ursprünglich die ganze Kette umhüllenden Gewölbes, das bei der Hebung gesprengt worden ist; er nimmt Gebirgsbewegungen in der mittleren Kreide, im Eocaen und nach der Molassebildung an. Nach seinen Beobachtungen schiebt sich die Molasse konkordant unter den Gurnigelflysch ein.

Phantastische Ansichten über die tektonischen Vorgänge im Gurnigel–Stockhorngebiet vertritt C. von Fischer-Ooster (1869). Er nimmt an, dass sich die Stockhornkette erst nach der Bildung des Flysches hob;

der Gurnigelsandstein ist dabei vertikal gestellt worden und kippte dann nach Norden, eine Annahme, die er aus stratigraphischen Gründen für richtig hält.

V. Gilliéron, der sich wie Ch. Sarasin (1892, 1894*a*, *b*) vor allem mit der Herkunft der verschiedenartigen, flyschfremden Sedimente (als Klippen oder exotische Blöcke beschrieben), wie sie auch an der Basis des Gurnigelsandsteins sedimentär in den Flysch eingelagert sind, befasst (1873: 3, 12, 16; 1885: 122, 155ff., 195, 292, 296), diskutiert die Lagerung des Gurnigelflysches (1885: 297):

> Die Hypothese, der Gurnigelflysch unter der Stockhornmasse bilde eine liegende Falte[1], die im Kern den Gips und die mesozoischen Klippen aufweist, ist für das Gurnigelgebiet, da Teile des Gurnigels eine Synklinale zu bilden scheinen (vgl. Taf. III, Fig. 1), schwierig aufrechtzuerhalten. Im Gurnigel ist eher eine Verwerfung denkbar, die ursprünglich vertikal verlief, Flysch und Molasse trennte; später ist der Flysch auf die Molasse geschoben worden.

Die Arbeiten von H. Schardt und M. Lugeon, die die Überschiebungstheorie von M. Bertrand als erste anwenden, leiten die modernen tektonischen Betrachtungen ein.

H. Schardt (s. C. Schmidt 1891: 97) beobachtet, dass auf weite Strecken Flysch der Voralpen, meistens exotische Blöcke enthaltend, unter den überschobenen Klippen-Decken hervortritt (Schardt 1898*a*: 13; 1898*b*: 146ff.); in diese Flyschzone gehört auch der Gurnigelflysch. Den Gurnigel-Berra-Flysch betrachtet er als identisch mit dem Niesenflysch (1893: 10), eine Vermutung, die schon B. Studer (1834*b*: 391) äusserte, während Ch. Sarasin (1894: 93) für den Niesenflysch ein höheres Alter annimmt; während des Vorrückens der Klippendecke (Stockhorn–Chablaisgebiet, vgl. 1898*a*: 13) ist der Gurnigelflysch von der internen Partie, dem Niesenflysch, abgerissen worden. Gurnigel- und Niesenflysch, die gegen Nordosten konvergieren, setzen sich in der Zone von Habkern fort (1898*b*: 186). Die mesozoischen tektonischen Schürflinge und die sedimentär eingelagerten exotischen Blöcke (sowohl die sedimentären wie die kristallinen) sind Trümmer der gegen das Flyschbecken vorrückenden Klippendecke (1898*a*: 17), was auch J. Boussac (1912) annimmt.

M. Lugeon (1901) äussert sich z.T. vorsichtiger: Der Gurnigel-Berra-Flysch stellt eine vollständig unabhängige, nach Norden transportierte Zone dar (p. 739), die unter den medianen Präalpen ausgewalzt ist und zum Teil ganz verschwindet. Das Gleiche gilt auch für die Internzone und den Niesenflysch, der eine selbständige Schuppe bildet (p. 753). Intern- und Externzone nähern sich einander in der Gegend des Thunersees; ob sie derselben tektonischen Einheit angehören (p. 753), kann Lugeon noch nicht entscheiden. Das Vorkommen identischer mesozoischer Klippen drängt diese Vermutung auf; lithofazielle Unterschiede der Flyschsedimente lassen aber keinen eindeutigen Schluss zu. Die Frage ob der Externflysch nicht als liegender Schenkel einer präalpinen Deckfalte (vgl. Bachmann 1876) zu betrachten sei, hängt davon ab, ob Simmentaler- und Externflysch wirklich identisch sind.

Der Autor verbindet über tektonische Lücken hinweg die Sattelzone mit dem Wurzelgebiet der ultrahelvetischen Bonvin-Decke (heute Tothorn-Decke, vgl. J. Cadisch 1953: 18) im Rhonetal. In der strukturellen Karte setzt er den Niesen- dem Gurnigelflysch gleich.

H. Schardt (1907: 23 bis 29) veröffentlicht eine von seiner und M. Lugeons früher ausgesprochenen Ansicht etwas abweichende Darstellung, die aber keine wesentlich neuen Deutungen enthält:

Die Gurnigelflyschmasse muss unterteilt werden; der schiefrige Flysch im Liegenden mit den eingelagerten mesozoischen Klippen setzt sich fort im Flysch der Internzone, dessen mesozoische Einlagerungen die gleiche Fazies aufweisen wie die des Gurnigelflysches. Der eigentliche Gurnigelsandstein setzt sich in gleicher Weise im Niesenflysch fort.

1908 (p. 70) schreibt er den beiden übereinanderliegenden Gesteinsabfolgen im Gurnigelflysch zögernd Deckennatur zu.

A. Heim (1906*a*: 455), vgl. auch E. Baumberger (1931: 207) und H. Haus (1935: 673), nimmt an, dass die Préalpes externes über ein Molasserelief geschoben worden sind.

---

[1] Der Hangendschenkel wäre immer sichtbar, während der Liegendschenkel nur selten hervorträte (z.B. in der Umgebung des Gurnigelbades; vgl. Beck & Gerber 1925 und Tercier & Bieri 1961, Gurnigelflysch bei der Stockhütte, Koord. SA 601.000/178.350).

A. Rothpletz (1908, 3: 19) glaubt, die Gantrisch–Stockhorn-Zone sei 500 bis 1000 m nordwärts auf die Gurnigelzone und diese ihrerseits um den gleichen Betrag auf die Molasse aufgeschoben; die Überschiebungsfläche zwischen Molasse und Flysch zeigt eine Neigung von ungefähr 30° gegen Süden.

Neue wichtige Erkenntnisse bringen die Arbeiten von M. Lugeon. Er weist (1908*a*, *b*) nach, dass ein Teil des Niesenflysches nicht wie der Gurnigelflysch dem Eocaen, sondern der Kreide angehört. Seine weitern Untersuchungen (1914*a*, *b*) zeigen, dass die Niesen-Decke mit der penninischen Bernhard-Masse verbunden werden muss und nicht zur Zone interne gerechnet werden darf. Die Préalpes internes und externes verbindet er vorerst (s. auch Schardt 1907) mit der Bonvin-Decke, später (1918: 305) mit der Bonvin- und der Plaine-morte-Decke.

Damit ist gezeigt worden, dass Habkern-, Schlieren-, Gurnigel-, Intern- und Niesenflysch keine tektonische Einheit bilden, wie dies Schardt (s. oben), G. Steinmann (1905: 34; vgl. auch J. Boussac 1912: 47) und vor allem P. Beck (1911*a*: 736; 1911*b*: 509; 1911*c*; 1912: 142) annehmen.

A. Buxtorf (1918: 273) gelangt zu den gleichen Ergebnissen wie M. Lugeon: Schlierenflysch und Internflysch weisen die gleiche Lithofazies auf und werden auch von gleichartigen Wildflyschbildungen begleitet. Im Gebiet des Kandertales wie auch zwischen Adelboden und Les Ormonts fehlt die zur Internzone gehörende Schlierensandsteinserie: sie ist bei der Überschiebung der Préalpes médianes abgeschürft worden und bildet heute die Zone externe. Damit ist das Aussetzen der Gurnigelsandstein-Zone am Thunersee erklärt; ihre Fortsetzung finden wir erst im Schlierenbecken, wo der Schlierensandstein vor der Erosion geschützt geblieben ist. Die Niesenmasse gehört einer höhern Decke an.

P. Beck (1920: 110) nimmt an, dass von den in eine Molassedepression abgeglittenen tektonischen Elementen sich nur die internen und externen (er versteht darunter nur noch die an der Basis des Gurnigelflysches auftretenden mesozoischen Schürflinge: Préalpes externes Beck 1920; vgl. auch die wieder abgeänderte Deutung von P. Beck 1946: 353 ff., tektonische Skizze) Präalpen über den Thunersee fortsetzen; die übrigen Elemente streichen aus, ohne den See zu erreichen.

Die Arbeit von E. Gerber (1925; vgl. Beck & Gerber 1925) verbunden mit einer Kartierung des Gurnigelgebietes bringt wenig neue Erkenntnisse. Er diskutiert die Zusammenhänge zwischen den im Liegenden und den im Hangenden der mesozoischen Schuppenzone des Gurnigels auftretenden Flyschkomplexen: es wäre möglich, diese beiden Flysche als Schenkel einer liegenden Falte zu betrachten, eine Ansicht die V. Gilliéron (1885: 297) geäussert hat; wahrscheinlicher ist, dass der untere Flyschkomplex eine selbständige nach S auslaufende Schuppe bildet. Er weist darauf hin, dass der Gurnigelflysch sehr stark verschuppt ist; die mesozoische Zone (Wildflysch; Tercier 1928*b*), stratigraphisch mit dem hangenden Gurnigelflysch verbunden, ist ein riesiger Trümmerhaufen, dessen Glieder nicht miteinander in Verbindung stehen; es ist deshalb sinnlos, einzelne Elemente einer ultrahelvetischen Decke (Bonvin-, Plaine-morte-Decke, Lugeon 1918: 305) zuordnen zu wollen.

Wichtige Angaben erhalten wir aus den Arbeiten von J. Tercier. Er weist im Gurnigel-Berra-Gebiet nach:

1. dass die Gurnigelflysch-Masse wahrscheinlich aus mehreren dachziegelartig übereinanderliegenden (1926: 258; 1928*a*: 75) Schuppen aufgebaut wird, wie das M. Lugeon (1920) in der Internzone beobachtet hat;

2. dass der Gurnigelflysch überall auf einem basalen Wildflysch mit tektonischen Schürflingen und stratigraphisch eingelagerten exotischen Blöcken liegt (1928*a*: 18), wie dies auch Arn. Heim (1907) und M. Lugeon (1916) festgestellt haben;

3. Wildflysch und Gurnigelflysch sind stratigraphisch miteinander verbunden.

Er stellt im weitern die Hypothese auf (1925: 79 bis 81), dass die Préalpes externes nicht nur aus ultrahelvetischen, wie das M. Lugeon (1918: 30), R. Staub (1924: 25) und E. Gerber annehmen, sondern auch aus ostalpinen (Teile der Falknis-Decke) Elementen bestehen: die einsedimentierten mesozoischen Gesteine, die im Gegensatz zu den tektonischen Schürflingen als exotische Blöcke i. w. S. bezeichnet werden (vgl. Gilliéron 1873: 12), sind lithologisch am besten vergleichbar mit den Sedimenten der Falknis-Decke. J. Ca-

DISCH (1928: 111/112) äussert ebenfalls die Ansicht, dass die exotischen Gesteine aus den unterostalpinen, eventuell hochpenninischen Decken stammen. Er muss daher annehmen, um die flyschfremden Gesteine nicht als Trümmer einer hypothetischen Schwelle, wie sie LUGEON (1916: 219) beschreibt, aufzufassen, dass unterostalpiner und ultrahelvetischer Ablagerungsraum temporär aneinander gegrenzt haben.

E. KRAUS (1932: 43) fasst in seiner Arbeit über den Schweizer Flysch die verschiedenen Wildflyscheinheiten zu einer Wildflysch-Decke zusammen, deren Einheit sich erst bei der Überschiebung ausgebildet hat (p. 63); ARN. HEIM (1911, Taf. IV) hat dies für die Wildflyscheinheiten der östlichen Schweizer Alpen angenommen. Diese Decke liegt dem Molassesüdrand auf; nordwestlich des Thunersees treffen wir sie in der Externzone unter dem Gurnigelflysch; sie zieht sich unter den höhern Präalpen durch und erscheint wieder in der Internzone. Sie lässt sich aber auch in den Klippen-Decken feststellen (p. 57); eine enge Verbindung der penninischen, aus dem Subbriançonnais stammenden Klippen-Decken mit dem Wildflysch muss bestehen (1936: 106 bis 108).

W. LEUPOLD (1942: 284 bis 286) verknüpft paläogeographische und tektonische Überlegungen. Er nimmt eine südhelvetische Schwellenregion an, südlich welcher der Schlierenflysch, dessen Ablagerungsraum ohne Grenze in das Niesenflyschbecken überging, sedimentiert worden ist. Durch tektonische Vorgänge ist diese zusammenhängende Masse in die Niesen-Decke einerseits und den Schlierensandstein der Internzone und des Berra–Gurnigel-Gebietes anderseits zerrissen worden. Teile dieser Sandstein-Flysch-Decke, die die höhern präalpinen Decken trägt, kann man längs der ganzen Aussenzone der Alpen verfolgen: Wäggitaler-, Schlieren-, Gurnigel- und Berra-Flysch gehören ihr an. Aus paläogeographischen Gründen (Ablagerung südlich der südhelvetischen Schwellenregion) fasst er alle diese Ablagerungen zu der einst zusammenhängenden nordpenninischen Flysch-Decke zusammen. Der den Gurnigelflysch unterlagernde ultrahelvetische Wildflysch ist unmittelbar nördlich der Schwelle abgelagert worden.

E. KRAUS (1951, 2: 14) vertritt ähnliche Ansichten; er nimmt wie 1932 an, dass die Wildflyscheinheiten eine Decke bilden, entstanden während des Vorrückens von Subbriançonnais, Klippen und Randostalpin.

Die sich mit dieser hypothetischen Darstellung, gegen die sich J. TERCIER (1945: 126; vgl. auch TERCIER 1952: 21) gewendet hat, auseinandersetzenden Arbeiten von F. ALLEMANN (1957: 51/52, Fig. 4 und 5), W. H. RÜEFLI (1959: 178) und R. WEGMANN (1961: 196), haben gezeigt, dass wir zwei Schwellenregionen annehmen müssen: eine südhelvetische (oder ultrahelvetische) und eine nordpenninische. Der Schlieren–Gurnigelflysch ist wahrscheinlich zwischen diesen beiden Schwellen im ultrahelvetischen Bereich abgelagert worden (vgl. R. HERB & W. LEUPOLD, Artikel «Schlierenflysch», Lex. strat. intern. I, 7c; R. TRÜMPY 1960: 878). Der Niesenflysch ist südlich der nordpenninischen Schwelle abgelagert worden; für den Wäggitaler-Flysch nimmt R. FREI (1963: 164) ebenfalls eine penninische Herkunft an.

J. TERCIER, der in seinen frühern Arbeiten im Berragebiet einen stratigraphischen Übergang zwischen Wildflysch und Gurnigelflysch angenommen hat, denkt nun eher (in J. TERCIER et al. 1946: 501) an eine tektonische Überlagerung der beiden Elemente. Er wendet sich gegen die Ansicht (KRAUS 1932, vgl. auch R. TRÜMPY 1960: 878), dem Wildflysch Deckennatur zuzuschreiben; Gurnigelflysch und Wildflysch stammen wahrscheinlich aus dem gleichen Ablagerungsraum. H. GUILLAUME (1957), der, nachdem bereits J. TERCIER (siehe 1946: 500) und H. SCHAUB (1951: 82) den Gurnigelflysch datiert haben, auch das Alter des Wildflysches bestimmt hat (p. 130), bestätigt diese Ansicht (p. 137): Wildflysch und Gurnigelflysch werden lokal durch eine tektonische Diskordanz getrennt; sie scheinen aber aus dem gleichen Becken zu stammen; fazielle Übergänge können beobachtet werden.

J. C. CROWELL (1955) und K. J. HSU (1960) haben die Sedimentationsrichtung im Gurnigelflysch durch Einmessen von Marken bestimmt: die Turbidity currents sind gegen SW bis SE geflossen. HSU untersuchte auch den Schlierenflysch: die Sedimentation erfolgte in E- bis NE-Richtung. HSU nimmt deshalb an, dass Gurnigel- und Schlierenflysch in getrennten Becken nördlich und südlich einer Habkern-Schwelle abgelagert worden seien. R. TRÜMPY (1960: 878), R. HERB & W. LEUPOLD (Artikel «Schlierenflysch», Lex. strat. intern. I, 7c) wenden sich gegen diese Auffassung; sie weisen darauf hin, dass mit einer allmählichen Änderung der Strömungsrichtungen entlang der Trogachse oder mit transversalen Turbidity currents, die allmählich in die Richtung der Trogachse abdrehten, die verschiedenen Strömungsrichtungen im Gurnigel- und Schlierenflysch ebenfalls erklärt werden können.

2.12. Bisherige Untersuchungen über die Tektonik der Molasse[1]

Die ersten wichtigen tektonischen Angaben (eine kurze Bemerkung findet sich auch schon bei L. Rollier 1911: 74) über die unter den Préalpes externes liegende Molasse veröffentlicht P. Beck (1922: 318ff.). Er nimmt an, dass die östlich des Thunersees von ihm erkannten tektonischen Einheiten ins Gurnigelgebiet streichen: im Norden die stampische Blumen-Schuppe, im Süden die Rallig-Schuppe mit ihren, nach Gerber (1922*b*), unterstampischen Sedimenten. Gerber (1925) dagegen stellt fest, dass sich in der subalpinen Molasse des Gurnigels keine eindeutige Schuppenbildung nachweisen lässt. Trotz den von ihm angenommenen stratigraphischen Verhältnissen, die Ralligschichten i. w. S. (Rupélien) liegen auf den nördlich vorgelagerten konkordant gegen die Alpen fallenden mittelstampischen Sedimenten, nimmt er keine Verschuppung an. Auf diese Unstimmigkeit weisen E. Baumberger (1927: 565), R. F. Rutsch (1933: 18) und Beck & Rutsch (1958: 26) hin.

E. Baumberger (1931: 205ff.) untersucht die Verhältnisse, die zur tektonischen Verformung der Molasse führten; er betrachtet die subalpine Molasse des Gurnigels wie auch H. Haus (1935: 673) und H. Furrer (1952) als verschuppt.

P. Beck (1946: 353ff., tektonische Skizze, vgl. auch Beck & Rutsch 1958) stellt die tektonischen Zusammenhänge beiderseits der Aare in einer von seiner früheren Ansicht (1922) abweichenden, stark hypothetischen Art dar. Er nimmt im Gurnigelgebiet folgende tektonische Einheiten an:

1. Ultrahelvetische Elemente (Gurnigelflysch und Préalpes externes Beck 1946, s. oben).
2. Als südlichstes tektonisches Element der Molasse die Blumen-Schuppe, die im Gürbetal von den ultrahelvetischen Elementen bedeckt wird. Sie ist im Norden auf die
3. Zulg–Hombach-Zone geschoben, die auf der nördlich anschliessenden
4. Seftigschwand-Schuppe liegt.
5. Die Giebelegg-Schuppe (Rutsch 1933: 17).

Die von Gerber (1922*b*, 1925) dem untern Stampien zugewiesenen Sedimente (Rallig-Schuppe) stellt er zu den Préalpes externes Beck 1946.

E. Gerber (1948) fasst unter dem Namen Dürrbachgraben-Schuppe alle von P. Beck (1922, 1946) südlich der Giebelegg-Schuppe erwähnten tektonischen Molasseeinheiten zusammen.

2.2. Tektonische Gliederung des östlichen Gurnigelgebietes

Eine Übersicht über die tektonischen Elemente, die das östliche Gurnigelgebiet aufbauen, ihre Lagerung (es sind sämtliche in einer Einheit gemessenen Fallbeträge und Fallazimute gemittelt worden) und ihre stratigraphische Stellung gibt Fig. 2.

Im folgenden sollen die einzelnen tektonischen Einheiten und ihre Beziehungen zueinander besprochen werden. Auf den innern Aufbau der einzelnen Einheiten wird im Zusammenhang mit der stratigraphischen Beschreibung eingegangen (vgl. Abschnitte 3.4; 5.3; 6.22; 6.32.).

2.21. Gurnigelflysch und Wildflysch

2.211. Wie aus der Zusammenstellung der bisherigen Untersuchungen hervorgeht, werden der Gurnigelflysch und der darunter liegende Wildflysch heute allgemein dem Ultrahelvetikum zugewiesen (R. Herb & W. Leupold, Artikel «Schlierenflysch» im Lex. strat. intern. I, 7c).

[1] Die Stellung des subalpinen Flysches, der von den meisten Autoren als Molasse aufgefasst worden ist, wird hier ebenfalls behandelt.

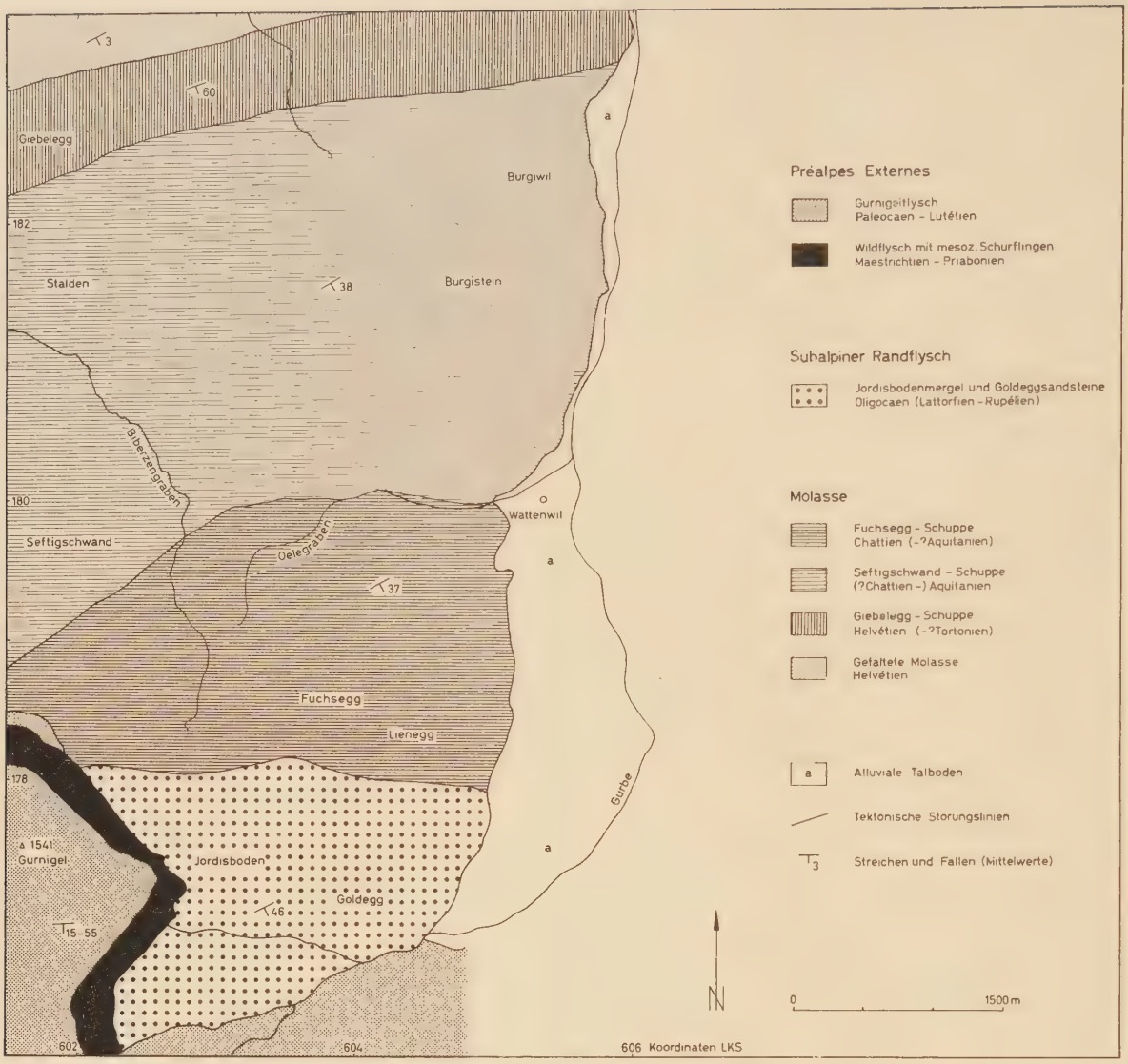


Fig. 2: Tektonische Skizze des östlichen Gurnigelgebietes.

H. Guillaume (1957: 137) und J. Tercier (Tercier et al. 1946: 501) sind der Ansicht, Wildflysch und Gurnigelflysch seien im gleichen Becken abgelagert worden. Fazielle Übergänge sind vorhanden, die beiden Einheiten werden aber lokal durch tektonische Diskordanzen getrennt.

2.212. Die Lage der unmittelbar an den subalpinen Randflysch angrenzenden ultrahelvetischen Flyschzone ist aus Tafel II ersichtlich. Die schlechten Aufschlussverhältnisse gestatten es nicht, etwas über die Beziehungen zwischen Wildflysch und Gurnigelflysch auszusagen; auf den Taf. II und III ist ein tektonischer Kontakt zwischen den beiden Elementen angenommen worden, da die Sedimente sehr stark zerrüttet sind.

Das Fehlen des Wildflysches in der südlich an den subalpinen Randflysch angrenzenden Zone (nördlich des Oberlaufs der Gürbe, siehe Fig. 2) kann verschiedene Gründe haben:

1. Eine schmale Wildflyschzone ist unter den verrutschten Massen verborgen.
2. Die Wildflyschzone keilt nach S aus; dies ist in Profil 5, Taf. III, angenommen worden.
3. Eine Gurnigelflysch-Schuppe (vgl. Tercier 1926: 258; 1928*a*: 75) überdeckt den Wildflysch.

Der Gurnigelflysch steht südlich der subalpinen Randflyschzone an, findet sich aber auch im Westen über dem Randflysch (vgl. Taf. II, Abschnitt 5.8. und Karte von Tercier & Bieri 1961), der westlich der Ordi-

nate 602 nicht mehr beobachtet werden konnte. Gerber (1925, Profil) hat angenommen, dass der im Süden unter die Préalpes einfallende Gurnigelflysch im Norden als wenig mächtige Folge über den subalpinen Randflysch («Rallig-Schichten i. w. S.» Gerbers) und die Molasse geschoben worden sei. Da ich die Gurnigelflyschregion nicht näher untersucht habe und die Karte von Tercier & Bieri keine Anhaltspunkte für eine andere Deutung liefert, muss ich mich dieser Ansicht anschliessen:

Die mächtige subalpine Molasse und der subalpine Randflysch bildeten einen relativ starren Block vor den vorrückenden Decken. Die ausklingenden tektonischen Kräfte, die die ultrahelvetischen Massen gegen das Vorland bewegten, bewirkten, dass der Gurnigelflysch zwischen den Nagelfluhblöcken der Blumen im E und des Mt. Pèlerin im W (s. E. Baumberger 1931, Taf. VIII) über die vorgelagerten tektonischen Einheiten geschoben worden ist. Heute finden wir den helvetischen subalpinen Randflysch nur dort aufgeschlossen, wo der Rand der ultrahelvetischen Flyschdecke primär zurückgreift oder wo sekundär durch Erosion tiefere Gebirgsteile freigelegt worden sind: im östlichen Gurnigelgebiet; in der Gegend von La Roche–Villarvolard, von wo er sich als schmales Band vor dem Massif des Alpettes und den Pléiades bis an den Genfersee, Baie de Clarens, verfolgen lässt (s. Corminbœuf 1959; Ch. Emmenegger 1962: 119; L. Mornod 1946, 1949: 66; Geol. Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blätter 5 und 6; vgl. Abschnitt 5.8.).

2.213. Über die westliche Ausdehnung des tektonisch unter den Préalpes médianes liegenden Gurnigelflysches vermitteln die oben erwähnten geologischen Generalkarten und das Atlasblatt Gurnigel (Tercier & Bieri 1961) einen Überblick.

Östlich des Gürbetals, auf der Höhe von Uebeschi haben Beck & Gerber (1925) zwei Goldeggsandstein-Aufschlüsse angegeben (Koord. SA 609.350/176.280; 609.600/175.400; vgl. Beck 1946, Taf. XI). Die Untersuchungen von K. Schmid (nicht veröffentlicht) haben ergeben, dass es sich um Gurnigelsandstein handelt (vgl. 3.52.).

2.22. Subalpiner Randflysch

2.221. Der Aufbau dieses vielleicht aus mehreren Schuppen bestehenden helvetischen Elementes wird im Abschnitt 5.3. besprochen. Über seine Fortsetzung ist oben berichtet worden; im Gebiet zwischen Aare- und Gürbetal muss eine Neukartierung zeigen, ob der Randflysch nachgewiesen werden kann[1]. Östlich des Thunersees werden die vielleicht teilweise dem subalpinen Randflysch im Gurnigelgebiet entsprechenden Sedimente bei Ralligen von F. Scherer (Universität Bern) neu bearbeitet (vgl. R. Reber 1964: 102ff.). Im weitern verweise ich auf die Betrachtungen im Abschnitt 5.8. über die im subalpinen, autochthonen und helvetischen Bereich der Alpen dem subalpinen Randflysch entsprechenden Ablagerungen.

2.222. Arn. Heim (1906*a*: 455) hat, ohne Beweise anzuführen, angenommen, der Flysch sei über ein Molasserelief geschoben worden, wobei er wahrscheinlich den subalpinen Randflysch als Molasse aufgefasst hat. Die Überschiebungsfläche subalpiner Randflysch–subalpine Molasse und westlich davon die Fläche Molasse–ultrahelvetischer Flysch lässt sich nicht oder nur auf kurze Strecken (Blatt Gurnigel, Tercier & Bieri 1961) konstruieren. Es konnte an keiner Stelle ein Kontakt der beiden tektonischen Elemente gefunden werden. Da im östlichen Gurnigelgebiet die Streichrichtung der Molassesedimente mit der angenommenen Überschiebungslinie des subalpinen Randflysches einen Winkel von ca. 30° bildet (vgl. Taf. II) wird z. B. die an der Lienegg (604.000/178.250) anstehende, mit ca. 45°/140° einfallende Nagelfluh im westlich anschliessenden Gebiet von subalpinen Flyschsedimenten bedeckt (vgl. Taf. III, Profil 4). Das Bestehen eines alten Reliefs kann aber nicht bewiesen werden.

Das Verschwinden der mächtigen Blumen-Nagelfluh (vgl. 6.25.) westlich des Thunersees, an das Heim wahrscheinlich gedacht hat, kann durch eine Achsensenkung gegen W erklärt werden (vgl. die Ausführungen von E. Kraus 1951, 2: 234).

2.223. Klüfte im subalpinen Randflysch: es sind 38 Kluftrichtungen eingemessen worden. Beim Eintragen in eine stereographische Projektion zeigte es sich, dass die Punkte über die ganze Halbkugel streuen, ohne dass Häufungen auftreten. Die Konstruktion einer Kluftrose ergab, dass der Streichrichtungsbereich 110

[1] Einige Begehungen in diesem Gebiet haben keine Anhaltspunkte geliefert.

bis 120° scheinbar bevorzugt wird. Die statistische Auswertung mit einem Chi-Quadrat-Prüfverfahren (A. Linder 1960: 57) hat aber gezeigt, dass eine solche Anhäufung mit einer Wahrscheinlichkeit von $P \geqslant 5\%$ auf Zufall beruht.

2.23. Molasseschuppen

2.231. *Verschuppung der Molasse*

Wie aus dem historischen Teil hervorgeht, ist eine Verschuppung der südlich der von R. F. Rutsch (1933: 17) nachgewiesenen Giebelegg-Schuppe gelegenen Molasse von verschiedenen Autoren angenommen worden, ohne dass Beweise vorlagen.

An zwei Stellen der normal liegenden, ca. 3600 m (Berechnung für ein mittleres Einfallen von 37°/150°) mächtigen Sedimentabfolge zwischen subalpinem Randflysch und Giebelegg-Schuppe ist eine Säugerfauna gefunden worden (vgl. Abschnitt 6.23./24. und 6.33./34.); Fundstellen:

1. ca. 700 m über der Basis (S-Rand der Giebelegg-Schuppe); ihre Fauna weist auf ein aquitanes Alter;
2. ca. 2600 m über der Giebelegg-Schuppe; ihre Fauna weist auf ein oberstampisches Alter.

Damit ist bewiesen, dass diese mächtige Abfolge aus mehreren Schuppen besteht.

Tektonische Störungserscheinungen sind im Bachbett des Öligrabens (603.950/180.010 bis 604.000/180.010) und in einem Bachbett im Gnüppiwäldli (603.340/179.985 bis 603.300/179.980) beobachtet worden. Die Bedeutung dieser schlecht aufgeschlossenen Störungen ist schwer abzuschätzen. In den Luftbildern zeigte sich aber, dass dem Öligraben und dem Gnüppiwäldli entlang eine morphologisch deutlich erkennbare Linie verläuft, die als Trennlinie von zwei paläontologisch-stratigraphisch bewiesenen Schuppen gedeutet werden kann:

- im N: Seftigschwand-Schuppe: (?Chattien-) Aquitanien;
- im S: Fuchsegg-Schuppe: Chattien (-?Aquitanien).

Westlich des Gnüppiwäldlis ist der Verlauf der Störungslinie auf den Luftbildern nicht mehr eindeutig erkennbar; die wahrscheinlichste Lösung ist eingetragen worden (vgl. Taf. II).

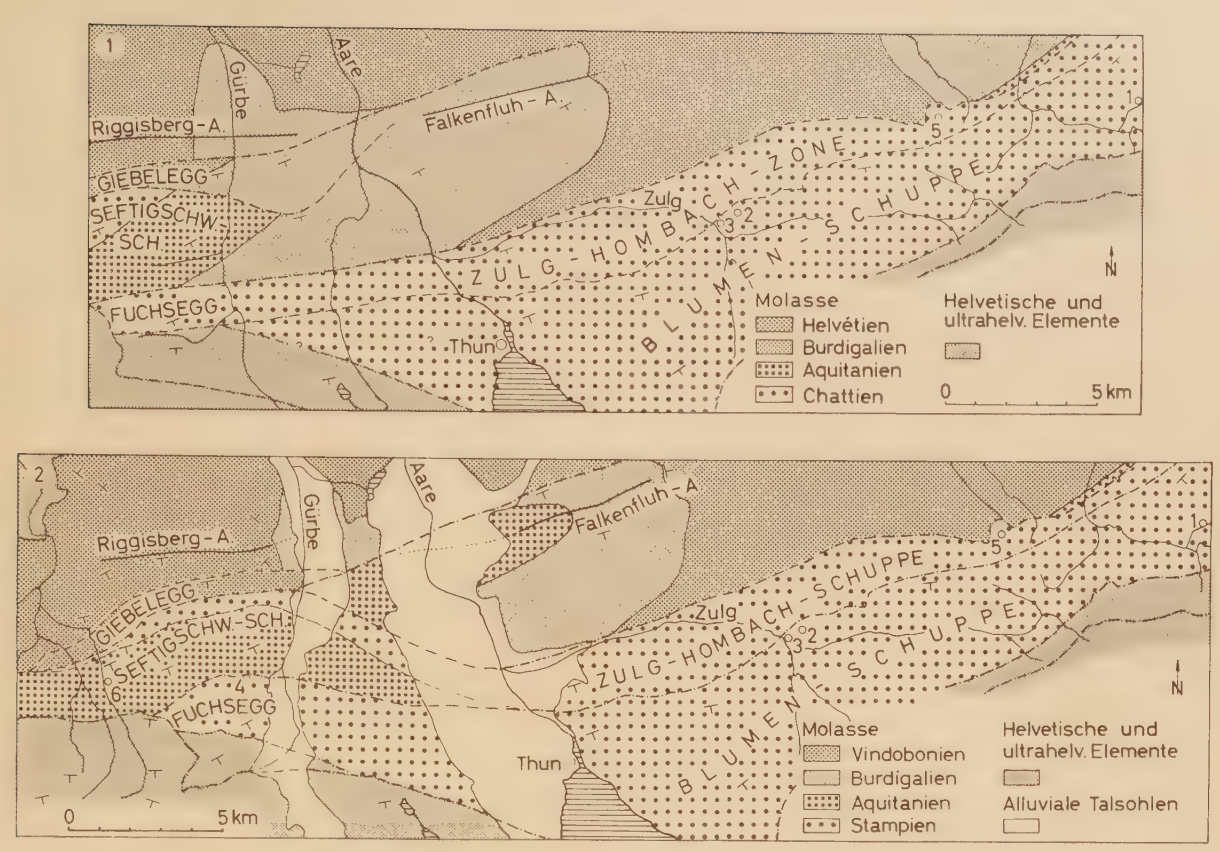
Westlich meines Untersuchungsgebietes fanden sich im Biberzen-, Dürrbach-, Gas-, Seli-, Wyssenbach-, Furrers- und Tröligraben (vgl. Tercier & Bieri 1961) keine Anzeichen einer Störung. Bei der von Gerber (1925: 41) angegebenen Stelle im Gasgraben (Koord. SA 600.740/179.660) handelt es sich um falsch interpretierte Intersektionserscheinungen. Es muss deshalb angenommen werden, dass in der westlich an das Untersuchungsgebiet angrenzenden Region die Fuchsegg-Schuppe von ultrahelvetischem Flysch überfahren worden ist.

Über das Einfallen der Trennfläche der beiden Schuppen sind nur Vermutungen möglich.

2.232. ***Korrelation der Schuppen:*** Verfolgen wir die beiden Schuppen nach E, so sind zwei Deutungen möglich (vgl. Fig. 3):

1. Beck (1946, Taf. XI) verbindet hypothetisch die Fuchsegg-Schuppe mit der von ihm E der Aare angenommenen Zulg–Hombach-Schuppe (= Schangnau-Schuppe H. Haus 1937, Taf. II; E. G. Haldemann 1948: 67; H. Holliger 1955: 80).
   Die Seftigschwand-Schuppe deutet er als S-Schenkel der Falkenfluh-Antiklinale, der längs eines Scheitelbruches über den N-Schenkel geschoben worden ist; Reste des N-Schenkels finden sich in der überkippt gelagerten Giebelegg-Schuppe (R. F. Rutsch 1933: 17).
2. Es wäre auch möglich, die Fuchsegg-Schuppe als Fortsetzung der Blumen-Schuppe Beck 1946 (= Bäuchlen–Honegg-Schuppe H. Haus 1937, Taf. II, E. G. Haldemann 1948: 78; = Beichlen-Schuppe A. Holliger 1955: 80) aufzufassen und die Seftigschwand-Schuppe mit der Zulg–Hombach-Zone zu verbinden.

Argumente für und gegen diese Deutungen sollen im folgenden bei der Besprechung der einzelnen Schuppen diskutiert werden.



LEGENDE:	Wichtige Säuger-Fundstellen	Alter	Zusammengestellt nach:
	○1 Bumbach	Unt. Stampien	P. Beck (1946)
	○2 Losenegg	Stampien	P. Beck & R.F. Rutsch (1949)
	○3 Stättmelisgraben	Mittl. Stampien	E. Gerber & P. Beck (1925)
	○4 Oeligraben	Oberstes Stampien	H. Haus (1937)
	○5 Hombach	Stampien (?Ob. Stampien)	J. Hürzeler, mündliche Mitteilungen
	○6 Seligraben	Aquitanien (?Ob. Aquitanien)	R. F. Rutsch & B. A. Frasson (1953)
			H.G. Stehlin (1902, 1922)
	Tektonische Störungslinien ———		J. Tercier & P. Bieri (1961)
			und eigenen Aufnahmen

Fig. 3: Die Korrelation der Molasseschuppen W und E der Aare; ein Vergleich der Hypothese von P. Beck 1946 (1) und der eigenen Interpretation (2)

2.233. *Fuchsegg-Schuppe*

Name: P. Beck (1946: 357, Taf. XI) vermutet, dass sich die E der Aare festgestellte Zulg–Hombach-Zone in die Fuchsegg-Zone fortsetze.
Fuchsegg (s. Taf. II), Koord. 603.700/178.650.

1.) Beck (1946: 354) nimmt an, die östlich der Gürbe unter den «Préalpes Externes» Beck 1946 verschwindende Blumen-Schuppe und die Zulg–Hombach-Schuppe (Korrelation nach E siehe oben) seien längs eines Scheitelbruches übereinandergeschobene Schenkel einer ursprünglichen Antiklinale. Die Zulg–Hombach-Zone müsste demnach eine stratigraphisch verkehrte Serie bilden.

H. Haus (1937: 36) vermutet, die Zulg–Hombach-Zone werde von einer normalen Abfolge aufgebaut. E. G. Haldemann (1948: 77) konnte im Schallenberg–Honegg-Gebiet keine Beweise für eine Verkehrtlagerung erbringen; die Kreuzschichtungen deuten auf eine normale Lagerung.

Im Gurnigelgebiet finden sich zahlreiche Kreuzschichtungen (gut erkennbar im Biberzengraben bi 2b; 602.780/179.690; an der Schobersegg st 11Q; 603.840/178.500 und im Öligraben, siehe Profil OP 2, OP 3, Abschnitt 6.2.), synsedimentäre Rinnen («scour and fill structure»; z.B. Öligraben OP 2; an der Basis der

Lieneggnagelfluh, 603.830/178.400) und vereinzelte «load casts» (z. B. an der Lienegg, 603.830/178.400); *alle diese sedimentogenen Strukturen zeigen, dass die Sedimente der Fuchsegg-Schuppe einer normal liegenden Abfolge angehören* (vgl. R. R. Shrock 1948: 221 ff., 242 ff.; E. ten Haaf 1959: Kap. IV, VI, Fig. 27). Die genetische Deutung von Beck kann deshalb nicht aufrechterhalten werden.

Eine Korrelation der Fuchsegg-Schuppe mit der Zulg–Hombach-Zone wäre aber trotzdem möglich: Die Fuchsegg-Schuppe weist oberstampische (– ?aquitane) Sedimente auf, die Zulg–Hombach-Zone mit der Säugerfundstelle Hombach (H. Haus 1937: 35) sicher stampische (mündliche Mitteilung Dr. J. Hürzeler, Basel), vielleicht oberstampische Ablagerungen (Ansicht von H. G. Stehlin in Haus 1937: 35).

Wegen des raschen lateralen Wechsels der Lithofazies und den ähnlichen Ablagerungsbedingungen für die chattischen und aquitanen Sedimente können lithologische Vergleiche eine Korrelation nicht stützen.

2.) Eine Korrelation der beiden südlichsten Molasseschuppen, Blumen-Schuppe Beck (1946) und Fuchsegg-Schuppe, scheint mir besser erklärbar.

Die Sedimente der Blumen-Schuppe gehören ebenfalls dem Stampien an:

Säugerfundstelle Losenegg (Haus 1937: 21): sicher Stampien, bessere Einstufung nicht möglich (mündliche Mitteilung Dr. J. Hürzeler, Basel); mittleres Stampien nach Stehlin in Haus.

Säugerfundstelle Stättmelisgraben (Pfaffengraben) (nicht publiziert; mündliche Mitteilung Dr. J. Hürzeler, Basel; siehe Kartothek «Fundorte fossiler Säugetiere» in der Osteologischen Abt. des Naturhist. Museums Basel): Mittleres Stampien (vgl. Fig. 3).

Säugerfundstelle Bumbach, wahrscheinlich etwas tiefer liegend als die Losenegg (vgl. Haus 1937: 21, Taf. III): Unteres Stampien (mündliche Mitteilung Dr. J. Hürzeler); H. G. Stehlin hat die Fundstelle (1902: 364) ebenfalls dem untern Stampien zugewiesen, fragte sich aber später (1922: 576), ob es sich nicht um mittleres Stampien handle.

Die Blumen-Schuppe ist im Honeggebiet nach Haus (1937: 9) 2400 m mächtig, die Säugerfundstellen liegen im untersten Viertel des Schichtstosses. Wir müssen für die Fuchsegg-Schuppe annehmen, dass die älteren Sedimente bei der Aufschiebung zurückgeblieben sind und dass unter Umständen auch jüngere Sedimente (?aquitane) im obersten Teil der Schuppe auftreten.

2.234. *Seftigschwand-Schuppe*

Name: P. Beck (1946: 356/57, Taf. XI) bezeichnet den längs eines Scheitelbruches z. T. über den verkehrt liegenden Nordschenkel (Giebelegg-Schuppe Rutsch 1933) geschobenen S-Schenkel der Falkenfluh-Antiklinale W der Gürbe als Seftigschwand-Schuppe.

Seftigschwand (s. Tercier & Bieri 1961): Koord. SA 602.150/179.850.

1.) Durch die verschiedenen Bearbeiter hat sich allmählich folgendes Bild ergeben:

Im Gebiete von Naters (Emmental) setzt die Falkenfluh-Antiklinale ein und erhebt sich axial bis zum Gewölbe der Falkenfluh, wo sie scheinbar in die Luft ausstreicht (E. G. Haldemann 1948: 56). Der S-Schenkel fällt normal, der N-Schenkel steht aber vom Schwandgraben (Koord. SA 616.820/187.160) an senkrecht und kippt dann weiter westlich nach Norden über (P. Beck 1928: 320; Beck & Rutsch 1949). Eine Verwerfung trennt die Falkenfluh-Antiklinale vom S-Schenkel der Diessbach-Synklinale. Zwischen Gürbetal und Aaretal lässt sich nach Beck & Rutsch (1949, 1958: 26) und R. F. Rutsch (1933: 17) entgegen der hypothetischen Darstellung von P. Beck (1946, Taf. XI) nur eine Störung feststellen: die SW fallenden aquitanen (paläontologisch nicht belegt) Sedimente grenzen an die mehr oder weniger horizontal gelagerte burdigale Nagelfluh des Belpberg-Sockels (vgl. Rutsch 1928: 173 ff.). Dies deuten Rutsch & Beck (1958: 26) wie folgt: der S-Schenkel der Falkenfluh-Antiklinale ist längs eines Scheitelbruches im Querschnitt Gürbetal-Aaretal über den N-Schenkel vorgestossen und grenzt direkt an die nördlich anschliessende flachgelagerte Molasse; dieser S-Schenkel streicht hinüber ins östliche Gurnigelgebiet bei Wattenwil (Seftigschwand-Schuppe Beck 1946). Westlich des Gürbetals finden sich nun zwischen der Seftigschwand-Schuppe und der vorgelagerten, leicht gefalteten Molasse steil nach S fallende überkippte Schichten, die nach Rutsch (1933: 17; 1947: 25) und Gerber (1932) dem Helvétien (bis ?Tortonien) angehören; es handelt sich nach den Deutungen von Rutsch und Beck um den als Schuppe wieder auftauchenden N-Schenkel der Falkenfluh-Antiklinale. Der Verlauf dieser Schuppen ist in den tektonischen Kärtchen der Atlasblätter von Beck & Rutsch (1949), Rutsch & Frasson (1953), Tercier & Bieri (1961) dargestellt.

Lässt sich die Seftigschwand-Schuppe mit ihren zum erstenmal chronostratigraphisch eingereihten, normal liegenden[1] Sedimenten in dieses Schema einbauen?

Der von Beck (1946) und Beck & Rutsch (1949) angenommene laterale Übergang einer Antiklinale in eine (oder ?zwei; die Giebelegg-Schuppe sei vorläufig von dieser Betrachtung ausgeschlossen) Schuppe, die nur die ältesten Sedimente enthält, ist genetisch schwierig zu erklären.

Rutsch (1947: 22) gibt im Giebeleggebiet in der mittelländischen Molasse für das Helvétien Mächtigkeiten von 400–500 m an, Frasson (1947: 14, 30) im Schwarzenburggebiet und bei Guggisberg (s. Tercier & Bieri 1961) für das Burdigalien ±370 m, für das Helvétien ±580 m, Beck (in Beck & Rutsch 1958, Taf. 1) für das Burdigalien mehr als 800 m, für das Helvétien ungefähr 600 m im Falkenfluhgebiet.

Wir müssten deshalb annehmen, dass die Falkenfluh-Antiklinale auf einer Horizontaldistanz von ca. 3.5 km (vgl. Fig. 3) um einen Betrag von mindestens 800 m (Mächtigkeit des Burdigalien) herausgehoben worden ist, was einem Axialgefälle von 13° entspricht. Westlich des Aaretals müsste dieses Axialgefälle viel kleiner werden oder ganz verschwinden; die Seftigschwand-Schuppe mit gleichaltrigen Sedimenten (vgl. 6.36.) lässt sich nach unsern heutigen Kenntnissen (vgl. Tercier & Bieri 1961; Emmenegger 1962, pl. II; Mornod 1949, pl. II) wenigstens bis in die Gegend von Châtel-St-Denis verfolgen (vgl. 6.36.). Die stratigraphischen Verhältnisse weiter westlich (vgl. Mornod 1949: 42; Gagnebin 1939: 679; Trümpy & Bersier 1954: 122; Collet 1955: 14/15, Carte tectonique) sind noch nicht ganz geklärt.

Diese Deutung scheint mir wenig wahrscheinlich.

2.) Für eine Verbindung der vor den südlichsten Molasseschuppen liegenden Seftigschwand-Schuppe und Zulg–Hombach-Zone fehlen allerdings vorläufig zwingende Beweise.

Wie oben erwähnt worden ist, finden sich an der Basis der Zulg–Hombach-Zone (Fundstelle Hombach, Haus 1937: 35, Taf. I) sicher stampische, ?oberstampische Sedimente; wir müssen auch hier annehmen, dass gegen W in der Seftigschwand-Schuppe jüngere Sedimente mit in den Schuppenbau einbezogen worden sind, während die Basis mit den stampischen Sedimenten wahrscheinlich in der Tiefe zurückblieb.

Mornod (1949: 38) gibt für die Fortsetzung der Seftigschwand-Schuppe (= Ecaille de la Roche Emmenegger 1962, = Ecaille du Gérignoz Mornod) nach den Angaben von J. Hürzeler folgendes Alter an: alleroberstes Stampien und unteres Aquitanien.

Zusammenfassend muss gesagt werden: Es ist versucht worden, eine Reihe von N–S-Profilen, die die Entwicklung der Falkenfluh-Antiklinale und der südlichen Schuppen W und E der Aare zeigen sollten, zu konstruieren, um bessere Argumente für die eine oder andere Deutung zu erhalten. Es zeigte sich aber, dass für keine der Interpretationen eine zufriedenstellende dreidimensionale Vorstellung gewonnen werden kann. Zuviele Fragen stehen noch offen:

a) Ist das Burdigalien im Falkenfluhgebiet tatsächlich über 800 m mächtig? Wir müssen daran denken, dass im Falkenfluhgebiet weder das Aquitanien und Burdigalien, noch das Helvétien paläontologisch belegt sind (vgl. Beck & Rutsch 1949, 1958).

[1] Die höhern Teile der Seftigschwand-Schuppe liegen normal: Kreuzschichtungen (z.B. an der Weissfluh, 603.870/181.440; im Studweid- und Fluhweid-Profil, s. Abschnitt 6.31.; im Burggraben, 605.050/181.840; am Schwarzenberg, 603.240/180.310, und an andern Stellen) und vereinzelte «load casts» beweisen dies (vgl. Shrock 1948: 242ff.; ten Haaf 1959).

Für die tiefern Teile der Seftigschwand-Schuppe, die zum grössten Teil ausserhalb meines Untersuchungsgebietes liegen, sind auf zahlreichen Vergleichsbegehungen keine sedimentogenen Strukturen gefunden worden, mit denen die Lagerungsverhältnisse geklärt werden könnten. Es wäre deshalb möglich, dass die basalen Teile der Schuppe aus einer verkehrt liegenden Serie aquitaner Sedimente aufgebaut werden, die isoklinal mit den höhern Teilen fallen. Die enorme Mächtigkeit (2200 m, vgl. 6.32.) der Seftigschwand-Schuppe würde eine solche Deutung zulassen. Nach Paulus (1963: 76) haben die Bohrungen in Oberbayern gezeigt, dass das limnisch-terrestrische Aquitanien im S-Teil der Molassesenke eine Gesamtmächtigkeit von etwas über 1200 m aufweist. H.H. Renz (1937: 105) hat die Mächtigkeiten des Aquitanien in Nagelfluhfächern zusammengestellt: sie schwanken zwischen 1200 und 2000 m. Die folgende Deutung müsste in diesem Falle auch überprüft werden:

Der verkehrt liegende tiefere Teil und der normal liegende höhere Abschnitt der Seftigschwand-Schuppe, die in dieser Arbeit als tektonische Einheit aufgefasst wird, könnten als Fortsetzung des aquitanen Kerns der Falkenfluh-Antiklinale gedeutet werden.

Der Grundgedanke von Beck (1946) und Beck & Rutsch (1949) würde bei dieser Deutung beibehalten: Die Falkenfluh-Antiklinale, an deren Aufbau burdigale und helvetische Sedimente massgebend beteiligt sind, erhebt sich axial östlich der Aare. Westlich der Gürbe müssten wir nun annehmen, dass die beiden Antiklinalschenkel, die wahrscheinlich nur aquitane Sedimente enthalten, als übereinander liegende Schuppen auftreten, wobei das Axialgefälle sehr klein werden müsste.

b) Treten im Gebiet zwischen Aare und Gürbe, zwischen der nördlichsten Störung (Noflen-Störung, vgl. Beck & Rutsch 1958) und der Zulg–Öligraben-Störung (vgl. Fig. 3) nur aquitane Sedimente auf oder sind auch noch burdigale Ablagerungen vorhanden?

c) Lässt sich die Giebelegg-Schuppe, die wahrscheinlich nicht als Relikt der Falkenfluh-Antiklinale gedeutet werden kann, im Gebiet zwichen Gürbe und Aare nicht auch nachweisen (vgl. Beck & Rutsch 1949, 1958)? Was lässt sich über die westliche Fortsetzung der Giebelegg-Schuppe sagen (vgl. Tercier & Bieri 1961)?

d) Lassen sich im Gebiet zwischen Gürbe und Aare weitere Störungen nachweisen (vgl. Beck & Rutsch 1949, 1958)?

e) Liegen die basalen Teile der Seftigschwand-Schuppe verkehrt?

Die beiden Deutungen mit ihren Varianten sind hier als Diskussionsgrundlage wiedergegeben worden.

2.235. ***Genese der Verschuppung:*** E. Kraus (1951, 2: 231/233) denkt an zwei Möglichkeiten der primären Anlage einer Verschuppung:

a) Synsedimentärer Muldenbau längs dem Orogenrand (autochthoner Senkstreifen-Mechanismus); zwischen den Mulden entstanden Schwächezonen, längs denen die Überschiebungen begonnen haben; die Muldenfüllungen ändern in ihrer Zusammensetzung und Mächtigkeit von S nach N und können nicht korreliert werden.

b) Antiklinale Längsstörungsschwellen.

Wie Veit (1963: 26) nachweist, ist ein autochthoner Senkstreifen-Mechanismus sehr unwahrscheinlich, da entgegen den Annahmen von Kraus die Schichtpakete der einzelnen Mulden, wie sie in Oberbayern festgestellt worden sind, sehr gut aneinandergereiht werden können und man zudem von S nach N durch die einzelnen Mulden kontinuierliche Änderungen lithologischer Merkmale feststellen kann.

An antiklinale Längsstörungsschwellen hat H. H. Renz (1937: 181/182) gedacht.

Veit (1963: 19/20, 49) hat in Oberbayern nachgewiesen, dass präburdigal eine Trogabsenkung mit nach S zunehmender Mächtigkeit und damit verbunden eine Zerrungstektonik mit syn- und antithetischen Längsbrüchen im obern Chattien und untern Aquitanien stattfand. Es muss auch ein während der Chattien–Aquitanien-Phase entstandener Schuppenbau angenommen werden. Wahrscheinlich sind auch im schweizerischen Gebiet Längsbrüche aufgetreten, die einen Schuppenbau ermöglichten. Eine Aufschuppung im Chattien und Aquitanien würde das Fehlen der jüngern Sedimente in der subalpinen[1] Molasse des Thunerseegebietes erklären (vgl. die Darstellung von E. Baumberger 1931: 207).

Die Auffaltung der Falkenfluh-Antiklinale ist sicher jünger: posthelvetisch (?posttorton; vgl. R. F. Rutsch 1947: 35). Meiner Ansicht nach (wenn wir die Hypothese von Beck 1946 annehmen wollen, ändern sich die Verhältnisse entsprechend) sind die präburdigal entstandenen Schuppen (Fuchsegg- und Seftigschwand Schuppe) während der Insubrischen Phase (Pliocaen- ? Pleistocaen) beim Herabgleiten der Préalpes médianes von der alpinen Geantiklinale (R. W. van Bemmelen 1952) gegen die sich bildende oder bereits bestehende Falkenfluh-Antiklinale vorgedrungen und haben sie im Aaregebiet z. T. überfahren. Weiter westlich ist die subalpine Molasse bis auf die leicht gefaltete Molasse geschoben worden.

Im Bereich des Aare- und Gürbetals, wo die Streichrichtung der Schuppen ändert, ist es wahrscheinlich zu zahlreichen Querbrüchen und vielleicht zu Verstellungen gekommen; man fragt sich daher, ob, ohne das Ausmass der möglichen transversalen Verschiebungen zu kennen, der Versuch, die westlich und östlich des Aaretals gelegenen tektonischen Elemente zu korrelieren, überhaupt sinnvoll ist.

2.236. ***Klüftung:*** In der Fuchsegg-Schuppe sind 47 Kluftrichtungen eingemessen und die Summe der Klüfte von 10°-Intervallen ist in eine Kluftrose eingetragen worden (s. Fig. 4). Die statistische Auswertung

[1] Der Begriff subalpine Molasse wird hier nur für die verschuppte, nicht mehr autochthone (vgl. E. Veit 1963: 50, der Überschiebungsbeträge der subalpinen Molasseelemente von 6–10 km festgestellt hat) Molassezone, deren Elemente seitlich nicht in die schwach gefaltete mittelländische Molasse übergehen, verwendet; wenn die Hypothese von Beck 1946 richtig wäre, müssten meines Erachtens die Seftigschwand- und Giebelegg-Schuppe zur mittelländischen Molasse i. w. S. gestellt werden, es sei denn, der Überschiebungsbetrag des S-Schenkels der Falkenfluh-Antiklinale werde nach Westen zu immer grösser.

(Chi-Quadrat-Prüfverfahren; A. Linder 1960: 57) zeigt, dass sich kein Kluftrichtungsintervall von 10° gesichert, d.h. mit der Wahrscheinlichkeit, dass die Anhäufung auf Zufall beruht von $P < 5\%$, von den übrigen Kluftrichtungsintervallen trennen lässt.

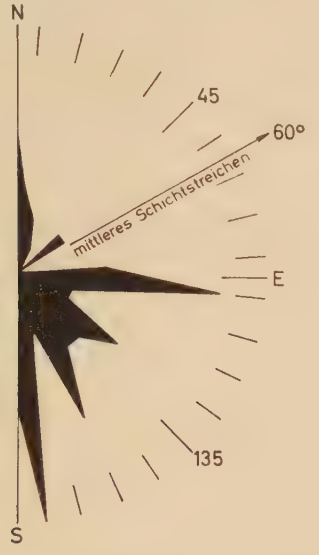


Fig. 4: Die Kluftrichtungen der Fuchsegg-Schuppe

Fig. 5: Die Kluftrichtungen der Seftigschwand-Schuppe

In der Seftigschwand-Schuppe sind 102 Kluftrichtungen eingemessen worden (s. Fig. 5). Auf der Kluftrose (10°-Intervalle, wie oben) scheint der Bereich 70–99° hervorzutreten; das Chi-Quadrat-Prüfverfahren zeigte aber, dass dieses gehäufte Auftreten mit einer Wahrscheinlichkeit $P \gg 5\%$ auf Zufall beruht, d.h. es tritt kein Kluftrichtungs-Intervall gesichert hervor.

Eine statistische Prüfung des Unterschiedes der Durchschnittswerte der Kluft-Streichrichtungen $\bar{x}_F$ und $\bar{x}_S$ der beiden Schuppen mit einer t-Verteilung (Linder 1960: 93) zeigt, dass sie mit einer Wahrscheinlichkeit von $99\% > P < 99{,}9\%$, d.h. statistisch gesichert, verschieden sind.

3. Gurnigelflysch

3.1. Bisherige Untersuchungen im Gurnigel- und Wildflysch (vgl. 5.1.)

Geologische Darstellungen des Gurnigelgebietes finden sich bereits in den Karten von S. Gruner (1805) und I. G. Ebel (1808).

Die ersten Notizen über die Geologie des Gurnigels enthält eine Beschreibung des Gurnigelbades (J. L. Meyer, 1820, 1821; sie stammen nach V. Gilliéron 1885 von S. Studer): der Gurnigel wird von Sandstein, der einen Gipskern bedeckt, aufgebaut; der Gips zieht sich wahrscheinlich unter dem Gebirge weiter bis nach Bex.

Ausführliche Untersuchungen über das Gurnigelgebiet veröffentlicht B. Studer (1825: 32, 33, 35). Er erkennt, dass sich zwischen Molasse und Kalkalpen ein hauptsächlich aus Sandstein, den er als Gurnigelsandstein bezeichnet, bestehender Gesteinskomplex einschaltet, den Kalke von der liegenden Molasse trennen. 1829 stellt er fest, dass der Gurnigelsandstein und der ihn unterlagernde «Gurnigelkalk» den Ablagerungen der Voirons entsprechen.

A. Boué (1829) betrachtet den Stockhornkalk und den Gurnigelsandstein als oberjurassische Ablagerungen.

B. Studer (1834*b*) weist auf die lithologische Variationsbreite des Gurnigelsandsteins hin; der fossilarme Gurnigelsandstein mit den zwischengelagerten Mergelschiefern und Kalken ist eine Flyschbildung im Sinne der von Studer (1827*a*, *b*) veröffentlichten Beschreibung. Belemnitenfunde in Blöcken im Gürbetobel weisen auf das Kreidealter hin; Studer betont aber, dass viele Tatsachen sich nicht mit dieser Zuordnung vereinbaren lassen. Auf der zugehörigen Karte (1834*a*) stellt er östlich des Seligrabens, in der den Gurnigelsandstein unterlagernden Kalkzone, die schon von Meyer (1821) und C. Hirzel (1827) erwähnten Gips- und Anhydritvorkommen dar und scheidet ein kleines Vorkommen von Ralligsandstein i. w. S., den er, im Gegensatz zu seiner frühern Ansicht, als Flyschablagerung betrachtet (p. 391), aus.

L. Rütimeyer (1848, 1850) ist dagegen überzeugt, dass der sich nach Westen in die Berra fortsetzende Gurnigelflysch dem Tertiär angehört; den Ralligsandstein i. w. S. betrachtet er vorerst als lokale Modifikation des Gurnigelsandsteins, weist aber später (1850: 15, 19), wie auch B. Studer (1853*a*: 120), darauf hin, dass er lithofaziell und chronostratigraphisch ein Glied zwischen Molasse und Gurnigelflysch darstelle.

C. Brunner (1848) weist auf die noch ungeklärten Zusammenhänge von Niesenschiefern, Habkern- und Gurnigelflysch hin, die schon B. Studer (1834*b*) und L. Rütimeyer (1850) kurz erwähnt haben. Im anstehenden Flysch sind bisher ausser Fukoiden keine organischen Reste gefunden worden.

B. Studer (1853*a*: 7, 88, 99) beschreibt das Profil Dürrbach–Gantrisch–Weissenburgbad. Er erwähnt Nummulitenfunde aus Blöcken im Gürbebett, die nur aus dem Flysch stammen können; entgegen der Meinung von C. Brunner (1848) und L. Rütimeyer (1850) gelangt er zur folgenden Ansicht: Das eocaene Nummulitenterrain, das von frühern Autoren vom Flysch abgetrennt worden ist (s. Studer 1872), findet sich auch am Gurnigel, ist aber offenbar eng verbunden mit dem aufgelagerten Gurnigelflysch und kann von ihm nicht abgetrennt werden. Der ursprünglich als Basiskalk aufgefasste Kalk muss als Riff, das vom Flysch umgeben wird, betrachtet werden.

Längs der Flyschzone Gurnigel–Berra begegnet man den granitischen, den Alpen fremden Gesteinen (Studer 1853*a*: 120); Studer (1872: 113) erwähnt den von ihm benannten Gürbegranit; leider ist die von ihm gegebene Beschreibung ungenau, so dass wir heute nicht sagen können, welches Gestein er so benannt hat.

Die neu gewonnenen Erkenntnisse werden auf der geologischen Schweizer Karte von Studer & Escher (1853) dargestellt.

Im gleichen Jahr behandelt B. Studer (in de Girard & de Buman, 1913: 47) bei einer Untersuchung des Gipses im Burgerwald auch die Verhältnisse im Gurnigelgebiet: der Gips wird von Kalk (?Oxfordien) umschlossen, der im Hangenden und Liegenden in Kontakt mit dem Flysch steht. Er nimmt an, dass diese Lagerung durch Faltung entstanden sei.

C. Brunner-von Wattenwil (1857*a*) trennt erneut Flysch- und Nummulitenformation; dem Flysch weist er, wie C. von Fischer-Ooster (1858) Kreidealter zu. Die Nummulitenformation fand C. von Fischer-Ooster zwischen Ziegerhubel und Selibühl anstehend (p. 24); aus ihr müssen die in Blöcken gefundenen (vgl. von Fischer-Ooster 1869: 56) Nummuliten stammen. Den Gips und die Rauhwacke betrachtet er als auf einer Linie liegende, bei der Hebung des Gebirges entstandene, metamorphe Bildungen.

In einer detaillierten Karte, der ersten aus diesem Gebiet, stellt C. Brunner-von Wattenwil (1857*b*) die geologischen Verhältnisse dar (vgl. auch E. Beck 1863).

C. von Fischer-Ooster (1858) nimmt wie B. Studer (1853*a*) und C. Brunner-von Wattenwil (1857*b*, Profil) an, dass unter den mesozoischen Schichten, er weist Malm (Basiskalk von B. Studer 1825) nach, noch einmal Flysch auftritt, dessen Alter noch unbestimmt ist; die genaue Lagerung und Abgrenzung geht aus dem Text (wie auch bei Studer 1853*a*) nicht hervor.

C. von Fischer-Ooster (1869: 48) und W. A. Ooster & C. von Fischer-Ooster (1869–1871, 1) stellen auf Grund von Fossilfunden, die offenbar aus erratischen Blöcken stammten (nach Gerber 1925), den Gurnigelsandstein ins Rhät und nehmen konsequenterweise, da C. von Fischer-Ooster (1858) in den mesozoischen Schichten über dem untern Flysch Malm nachgewiesen hat, eine überkippte Serie an. An das Vorhandensein des Nummulitenterrains im Hangenden des Gurnigelsandsteins (s. C. von Fischer-Ooster) glauben sie nicht mehr.

V. Gilliéron (1869) zweifelt an dieser Datierung; er nimmt an, dass die Triaspetrefakten aus der benachbarten anstehenden Trias stammen. O. Heer (1877), der sich mit diesem Ergebnis ebenfalls auseinandersetzt, gelangt zur Überzeugung, dass der Gurnigelsandstein ins Eocaen zu stellen sei, was schon frühere Autoren angenommen haben.

Auf der geologischen Schweizer Karte von R. Th. Simler (1870) wird der Gurnigelflysch ins Tertiär gestellt, die Nummulitenformation nicht ausgeschieden. Im Flysch eingelagert sind kleine Gipsvorkommen eingetragen.

B. Studer (1872: 81ff., 113) charakterisiert den Gurnigelflysch wie folgt: Ein offenbar eocaener, sich nach Westen fortsetzender Flysch, der sich aus Gurnigelsandstein und Fucoidenschiefern zusammensetzt; gegen die Alpen einfallend, wird er an seiner Basis von Oxfordkalk und Gips unterteuft. Das Nummulitenterrain lässt sich nicht nachweisen. – Den unter den mesozoischen Schichten auftretenden Flysch erwähnt er nicht mehr.

Sehr klare Aussagen finden wir in den folgenden Arbeiten von V. Gilliéron (1873: 9, 130; 1885: 205). Er betont die Persistenz der lithologischen und paläontologischen Merkmale des tertiären Flysches der Gurnigel–Berra-Kette einerseits und andererseits die bedeutenden Unterschiede gegenüber den Serien der südlich anschliessenden Gantristkette. Im Tröligraben weist er im Wildflysch zum ersten Male Liasvorkommen nach; er beschreibt die einzelnen mesozoischen Gesteinspakete (Trias, Lias, Malm) ausführlich und untersucht die verschiedenen Varietäten des Gurnigelflyschs. Die mesozoischen Schichten werden vom Flysch umhüllt. Er nimmt an, dass die Schichten, die B. Studer in ähnlicher Stellung als Rallig-Schichten bezeichnet hat, im Gebiete von Blatt XII der geologischen Dufourkarte (V. Gilliéron, A. Jaccard & I. Bachmann 1879) zum Flysch gehören. An organischen Überresten treten im Flysch nur Algen und Nummuliten auf.

E. Renevier (1874, Tab. II, III) stellt den Gurnigel–Berra-Flysch ins Sestien (Sestien: einerseits oberes Ludien [Gips von Paris], anderseits oberes Stampien [Gips von Aix-en-Provence]; Lex. strat. intern. I, 4a VII). I. Bachmann (1876) bezeichnet vorsichtigerweise den Flysch als eocaene Ablagerung; er betrachtet ihn als Äquivalent des Simmentalerflysches.

O. Heer (1879) legt die Lage des Nummulitenterrains fest: Die Nummulitenbildungen sind ein Glied der sehr mächtigen Flyschzone, das in der Regel unter, zum Teil aber auch zwischen den Flyschbildungen liegt; Flysch und Nummulitenterrain sind eocaenen Alters. Die von B. Studer (1834*b*: 390) erwähnten Belemniten betrachtet er als aufgearbeitet (p. 265).

Ph. de la Harpe (1880) beschreibt als erster sehr sorgfältig zwei Nummulitenarten (*Nummulites partschi*, *N. oosteri*) aus dem Gurnigelsandstein (Handstück aus Coll. A. Favre, Genf). Er weist auf die Möglichkeit hin, dass sich im Gurnigelflysch verschiedene Alter nachweisen lassen. Auf Grund dieser Nummulitenbestimmungen stellt F. Sacco (1888) den Gurnigelflysch ins Parisien (Parisien: Lutétien, Bartonien et ? Tongrien; Lex. strat. intern. I, 4a VII).

E. Kissling & A. Baltzer (1889) nehmen auf ihrer Karte des Kantons Bern für den Gurnigelflysch eocaenes Alter an. Innerhalb des Flysches scheiden sie nur die Gipsvorkommen aus.

Die folgenden Autoren leiten einen neuen Abschnitt der Erforschung des eocaenen Gurnigelflysches ein. Mit der allmählich von den meisten Geologen angenommenen Deckentheorie und -lehre lassen sich über die Herkunft der schon erwähnten exotischen Gesteine (vgl. B. Studer 1853*a*: 120) neue Hypothesen aufstellen; das gleiche gilt für die wichtige Frage der Zusammenhänge der einzelnen Flyschablagerungen.

C. Schmidt (1891) veröffentlicht eine von H. Schardt ausgesprochene Ansicht: die Herkunft der exotischen Blöcke lässt sich am besten mit der Annahme, es seien auch innerhalb des Gurnigelflyschtroges Riffe kristalliner Gesteine zutage getreten, erklären.

Ch. Sarasin äussert sich 1892 konkreter: er erwähnt die wichtigsten im Gurnigelflysch vorkommenden exotischen Gesteine (p. 200) und weist auf die gute Übereinstimmung und damit auf eine mögliche Herkunft vieler Gesteine mit solchen der Südalpen hin. Weitere Untersuchungen führen ihn (1894*a*, *b*) zu ähnlichen Ergebnissen und zeigen im weitern, dass Gurnigel- und Niesenbrekzien lithologisch nicht identisch sind, wie dies frühere Autoren (z. B. Schardt 1893: 10; 1898) angenommen haben, sondern aus dem Detritus verschiedener Massive gebildet worden sind und sich eindeutig unterscheiden lassen (p. 93); die gleiche Ansicht äussern auch E. Haug (1899) und Sarasin & Collet (1907). E. Haug nimmt an, dass der Gurnigel–Berra-Flysch den obersten Teil einer Flyschabfolge einnehme, während der Niesenflysch ihrem untern Teil angehöre.

Die exotischen Blöcke und die mesozoischen Schichtpakete betrachtet Schardt (1893) als in das Flyschmeer abgerutschte Trümmer der langsam vorrückenden präalpinen Decken. Lugeon (1916) wendet sich gegen diese Hypothese: er nimmt eine materialliefernde Schwelle im Ablagerungsraum an. Die meisten späteren Autoren (z. B. Tercier 1928, Leupold 1942) stimmen dieser Theorie bei.

In einer grundlegenden Arbeit erörtert M. Lugeon (1901: 753) zum ersten Male eingehend das Problem der Zusammengehörigkeit der Flyschablagerungen der Internzone, einschliesslich dem Niesenflysch, dessen Stellung schon in der Betrachtung von H. Schardt (1893) beleuchtet worden ist, und der Externzone (p. 753): Stratigraphie und Tektonik weisen auf eine Zusammengehörigkeit all dieser Flyschbildungen hin, die Faziesunterschiede, obwohl sie nur innerhalb der lithologischen Variationsbreite liegen, sind aber bedeutend und lassen vorläufig, ohne eingehendere Untersuchungen, keinen Schluss zu. H. Schardt (1907: 27/28) führt diese Untersuchungen weiter und gelangt zu folgender neuer Ansicht: Der Gurnigelflysch muss unterteilt werden, wie es B. Studer (1872) bereits getan hat; der über der Molasse liegende schiefrige Flysch (Fucoidenschiefer von Studer) mit den eingefalteten und eingeklemmten mesozoischen Fetzen bildet die Fortsetzung des Flysches der Sattelzone, der hangende eigentliche Gurnigelflysch ist mit dem Niesenflysch zu verbinden.

P. Beck (1909) gelangt zu der auch von H. Schardt (1908) geäusserten Ansicht: Klippen und exotische Blöcke müssen als einheitliches Phänomen aufgefasst werden; sie treten immer zusammen mit Wildflysch auf.

Damit taucht der von F. J. Kaufmann (1871, in B. Studer 1872, 1886) aufgestellte Begriff Wildflysch zum ersten Male im Zusammenhang mit dem Gurnigelflysch auf.

A. Rothpletz (1908, 3: 10 bis 19, 88) beschäftigt sich eingehend mit den paläogeographischen Verhältnissen. Er versucht, die Auffassungen von M. Lugeon (1901) und H. Schardt (1893) zu widerlegen: zu Beginn des Senonien transgredierte das Meer ins Gebiet zwischen Gurnigel und Rhone. Es sind im Süden dieses Ablagerungsraumes Seewerschichten und Couches rouges, im Norden aber der Niesen–Gurnigel-Flysch sedimentiert worden. Zu Beginn des Tertiärs sind im Süden die Nummulitenbildungen abgelagert worden; im Norden dauerte die Flyschsedimentation, die allmählich nach Süden vordrang an. Die älteren mesozoischen Schichten im Flysch, er erwähnt Trias, Lias, Dogger, Malm und auch untere Kreide, betrachtet er als im Sedimentationsraum vorhanden gewesene Inseln und Riffe, entstanden durch die präsenone Tektonik und Erosion, eine ähnliche Vorstellung, wie sie auch schon H. Schardt (s. C. Schmidt 1891) äusserte.

Aus dem Rahmen fällt die Ansicht von L. Rollier (1910): er glaubt im Rallig- und Gurnigelsandstein eine subalpine Fazies der burdigalen Molasse von Lausanne zu erkennen. 1911 (p. 71) bezeichnet er die beiden Ablagerungen sogar als dem Helvétien (Helvétien Rollier non Mayer-Eymar 1857, siehe R. F. Rutsch 1958: 109) oder fraglich dem Stampien angehörende Sedimente.

J. Boussac (1912) greift einzelne Probleme des Gurnigelflyschs erneut auf. Er weist ihm auf Grund der Nummulitenfunde von Ph. de la Harpe (1880) und der Nummulitenfunde von F. Doge (1882) im Schwarzseegebiet eocaenes Alter zu (sicheres Lutétien, eventuell auch Auversien und andere nicht nachgewiesene Stufen). Auf Taf. XI nimmt er eine Série compréhensive von der Kreide bis ins Lutétien für den ganzen präalpinen Flysch an. Er weist auf die Ähnlichkeit des Gurnigelflysches mit dem des Niesens und der Zone des Cols hin.

P. Beck (1912: 136; 1921*b*, 1922) führt den Gedanken der Unterteilung des Gurnigelflysches von H. Schardt (1907) weiter: Den hangenden eigentlichen Gurnigelflysch bildet eine Schlierensandstein-Serie mit Nummuliten, Bryozoen und Algen; im Liegenden tritt der Fukoidenflysch auf. Die eingelagerten mesozoischen Schuppen sind viel bedeutender als bisher angenommen worden ist. Niesen-, Intern-, Gurnigel-, Schlieren- und Habkernflysch bilden eine tektonische Einheit (vgl. Abschnitt 2.11.).

R. de Girard & R. de Buman (1913) vergleichen die Gipsvorkommen des Burgerwaldes und des Gurnigels. Sie stützen sich vor allem auf die Aussagen von V. Gilliéron (1885).

U. Grubenmann, P. Niggli & A. Jeannet (1915: 73) erwähnen, dass einige exotische Blöcke aus dem Gurnigelflysch zu Bauzwecken verwendet worden sind.

A. Buxtorf (1918: 273) ist der Ansicht, dass die östliche Fortsetzung des Gurnigelflysches im Schlierenbecken zu finden ist; er betrachtet die Gurnigelflyschmasse entgegen P. Beck als lithologische Einheit.

L. Vonderschmitt (1923: 14) weist auf das gemeinsame häufige Vorkommen einer für das Lutétien leitenden Nummulitenart im Schlieren- und Gurnigelflysch hin; er betrachtet dies als eine paläontologische Bestätigung der Zusammengehörigkeit der beiden Flyschbildungen.

In den Arbeiten über das Gurnigelgebiet kommt E. Gerber (1922, 1925, vgl. auch Gerber & Beck 1922, Beck & Gerber 1925) zu folgenden Ergebnissen: Er unterteilt die Gesteinszone zwischen den Préalpes romandes und den stampischen Rallig-Schichten wie folgt: a) Flyschgesteine oberhalb der mesozoischen Gesteinszone. Arn. Heim (in Gerber 1925: 22), der die spärlichen Nummulitenfunde bestimmte, betont, dass man ohne langwierige und genaue Untersuchungen nur sagen kann, dass das Gestein nicht älter ist als Oberkreide und nicht jünger als Oligocaen; in Blöcken des Ziegerhubels sind vier Nummulitenarten gefunden worden, die auf Lutétien bis Priabonien weisen. b) Die in der mesozoischen Gesteinszone auftretenden Gesteine weisen ultrahelvetische bis helvetische Fazies auf. Es lassen sich Trias, Jura (Lias, Dogger, Malm) und Kreide nachweisen. c) Flyschgesteine unterhalb der mesozoischen Gesteinszone. – Die beiden Flyschzonen unterscheiden sich nur im Wildflysch: in der obern treten die sedimentären Blöcke auf, in der untern findet man die exotischen Blöcke eingelagert.

J. Tercier (1925, 1926, 1928*a*, 1928*b*) stellt durch seine Arbeiten im Berragebiet wichtige stratigraphische Anknüpfungspunkte für die Erforschung des Gurnigelgebietes her. Er erwähnt, dass am Gurnigel die gleichen Nummuliten gefunden worden sind wie an der Berra, die zeigen, dass der Flysch ins Lutétien und Auversien zu stellen ist. Die Basis des Flyschkomplexes im Berragebiet bildet im allgemeinen der Wildflysch. Berraflysch und Wildflysch weisen ziemlich grosse Faziesunterschiede auf; er nimmt eine stratigraphische Abfolge Wildflysch – Gurnigel–Berra-Flysch an.

P. Beck (1926: 138) veröffentlicht Daten über den Abbau des Gurnigelflysches (Brüche von Zollhaus-Plasselb); Niggli, de Quervain & Winterhalter (1930: 257) analysierten vier exotische Blöcke aus dem Gurnigelflysch aus der Sammlung von Ch. Sarasin (1894).

E. Kraus (1932: 60) versucht die zeitliche Abfolge der Bildung der Flyschsedimente zu gliedern. Für den Gurnigelflysch gelangt er zu folgender Hypothese: Der Wildflysch wurde während der oberen Kreidezeit sedimentiert. Im Mitteleocaen transgredierte darüber das Nummulitenkalkmeer, dessen Ablagerungen im Gurnigel–Schlierengebiet noch eine orogene Fazies aufweisen. In der Vortiefe entstand, gemäss seiner Theorie, ein tertiärer Wildflysch; damit lassen sich die Nummulitenfunde von J. Tercier (1928*b*) erklären. Die Annahme Terciers (1928*a*), es handle sich um eine kontinuierliche stratigraphische Serie vom Wildflysch zum Gurnigelflysch, ist nicht richtig. P. Liechti (1932: 366) zeigt im folgenden, dass diese Kreideflysch-Hypothese nicht stichhaltig ist. Er weist darauf hin, dass die paleocaene Schichtlücke nicht zwischen Wildflysch und Schlieren–Gurnigel-Sandstein liegt, sondern unter dem ganzen Flyschkomplex.

W. Leupold (1942*a*: 284) untersucht die Ablagerungsbedingungen verschiedener Flysche und gelangt zur folgenden Ansicht: Der Schlieren-Gurnigel-Flysch wurde direkt südlich einer südhelvetischen Schwellenregion abgelagert und ging ohne Grenzen in den Ablagerungsraum des Niesenflysches über. Der Wildflysch wurde unmittelbar nördlich der Schwellenregion abgelagert und ist wahrscheinlich jünger, nicht älter, wie das E. Kraus (1932) annimmt. Wildflysch und Gurnigelflysch bilden auf keinen Fall eine stratigraphische Abfolge (J. Tercier 1928*a*), sondern müssen als getrennte tektonische Stockwerke betrachtet werden. Die exotischen Kristallinblöcke entstammen wahrscheinlich dem Untergrund der Schwellenregion (p. 286). Der Wildflysch ist zur Hauptsache priabonen Alters; sein Blockmaterial stammt aus der Schichtreihe am N-Hang der Schwellenregion. Die orogene Schüttung des SW-schweizerischen Wildflysches im allgemeinen entspricht einer priabonen Bewegungsphase; er lässt sich nicht mit dem NE-schweizerischen Wildflysch vergleichen.

Gegen diese Gedanken wenden sich J. Tercier et al. (1946: 501). Sie nehmen an, dass die Externflysche aus der gleichen sedimentären, ultrahelvetischen Zone stammen. Allerdings bestätigt J. Tercier, dass es sich vom Wildflysch zum Gurnigelflysch nicht um einen stratigraphischen Übergang handelt (p. 500), sondern dass eine tektonische Überlagerung beobachtet werden kann; das heisst aber nicht, dass es sich dabei um selbständige tektonische Stockwerke handeln muss. In beiden Ablagerungen können gleichaltrige Sedimente nachgewiesen werden. Es besteht die Möglichkeit, dass seitliche Faziesübergänge vorhanden sind. J. Tercier (1948) weist darauf hin, dass sich im Gurnigelflysch Aufarbeitungen feststellen lassen.

H. Schaub (1951: 82) weist in seiner eingehenden Untersuchung des Schlierenflysches auf die weitgehende Übereinstimmung mit dem Gurnigelflysch hin, der im Gegensatz zum Schlierenflysch (Maestrichtien-Yprésien) auch noch jüngere, lutetische Ablagerungen enthält und wahrscheinlich bis ins Paleocaen reicht (nach J. Tercier et al. 1946: 501). Wie unter dem Schlierenflysch liegt auch unter dem Gurnigelflysch s. str. ein Wildflysch: sie weisen gewisse Analogien auf. 1952 berichtet Schaub über den Stand der Flysch-

forschung: Allen diesen ultrahelvetischen, eventuell nach W. Leupold (1942) nordpenninischen, Flyschbildungen musste in den letzten Jahren ein höheres Alter zugeschrieben werden. Der eigentliche ultrahelvetische Flysch (zu dem auch der Wildflysch im Gurnigel–Berra-Gebiet gehört), der grösstenteils dem Obereocaen angehören dürfte, zieht sich als schmales Band dem Nordrand der obengenannten Flysche entlang (vgl. die Arbeiten von A. Buxtorf 1943, L. Vonderschmitt & H. Schaub 1943, F. Bentz 1948, M. Forrer 1949 und W. Gigon 1952).

H. Furrer (1952, 1953*a*, *b*) untersucht die Lithologie der Mergel des Gurnigel- und des Wildflysches und ihr Verhalten gegenüber den Witterungseinflüssen.

M. Rech-Frollo (1954) bezeichnet auf Grund ihrer sedimentpetrographischen Untersuchungen den Gurnigelflysch (Schwarzbühl–Schwarzsee) als typischen Vertreter der Flyschfazies.

H. Guillaume (1957: 136/137) gelingt es, den Wildflysch, der den Gurnigelflysch unterlagert, mit Mikroforaminiferen zu datieren: Maestrichtien–Priabonien. Die Annahme von Tercier et al. (1946), Gurnigelflysch und Wildflysch seien lokal durch tektonische Diskordanzen getrennt, stammten aber aus dem gleichen ultrahelvetischen Ablagerungsraum, wird von Guillaume bestätigt: fazielle Übergänge konnten beobachtet werden.

J. Crowell (1955) und K. J. Hsu (1960) messen die Strömungsmarken im Gurnigelflysch ein: Die Turbidity Currents flossen nach SW bis SE.

F. Allemann (1957: 51/52, Fig. 4 u. 5.), W. H. Rüefli (1959: 178) und R. Wegmann (1961: 196) weisen darauf hin, dass der Schlieren-Gurnigel-Flysch zwischen der südhelvetischen (oder ultrahelvetischen) und der nordpenninischen Schwelle, entgegen der Annahme von W. Leupold (1942), im ultrahelvetischen Bereich abgelagert worden ist, während der Niesenflysch dem Bereich südlich der nordpenninischen Schwelle entstammt (vgl. R. Herb & W. Leupold, Artikel «Schlierenflysch», Lex. strat. intern. I, 7c; R. Trümpy 1960: 878).

3.2. Einleitung

Eine Neubearbeitung des Gurnigelflysches in grösserem Rahmen drängt sich auf (vgl. R. Herb & W. Leupold, Artikel «Schlierenflysch» im Lex. strat. intern. I, 7c).

Die eigenen Untersuchungen beschränkten sich auf eine geologische Aufnahme der am Rande meines Dissertationsgebietes liegenden Gurnigelflysch- und Wildflysch-Vorkommen (vgl. Taf. II). Ich muss mich deshalb für die tektonische und chronostratigraphische Zuweisung auf die Angaben von J. Tercier (1928*a*), Tercier et al. (1946), H. Schaub (1951), H. Guillaume (1957) stützen (vgl. 3.1.).

Der Gurnigelflysch (Paleocaen–Lutétien) und der in meinem Untersuchungsgebiet im Liegenden des Gurnigelflysches auftretende Wildflysch (Maestrichtien–Priabonien) sind als ultrahelvetische, aus dem gleichen Ablagerungsraum stammende Elemente aufzufassen, die übereinandergeschoben worden sind; ein Vergleich mit intern gelegenen ultrahelvetischen Elementen zeigt, dass Gurnigelflysch-Wildflysch vielleicht mit der Plaine-morte- und der Tour-d'Anzeinde-Decke verbunden werden können. Eine Korrelation mit höhern ultrahelvetischen Elementen muss ebenfalls in Betracht gezogen werden. Wie unsicher diese Zuweisungen noch sind, zeigen die Bemerkungen von K. J. Hsu (1960: 601) und von R. Herb & W. Leupold im oben erwähnten Artikel des Lex. strat. intern.

3.3. Lithostratigraphie

Die wichtigsten Aufschlüsse finden sich (vgl. Taf. II) bei Pkt. 602.540/177.370; im Honeggwald 602.630/176.040 und im Unterwald, S der Gürbe: z. B. Schwandegg 604.410/176.170; Ledischlag 604.050/176.140. Aufgeschlossen sind kalkhaltige, z. T. brekziöse oder konglomeratische Sandsteine, die mit wenig mächtigen Mergellagen wechsellagern; ferner vereinzelte feinkörnige Brekzien und, vor allem an der Schwandegg, Kalklagen.

Die Aufschlüsse sind, mit Ausnahme der in Blockschutt zerfallenen Gurnigelsandstein-Masse westlich des Lengstutzes (vgl. Taf. II; 602.540/177.370) schlecht. Beim Bau einer Strasse im Unterwald südlich der

Gürbe sind einzelne Flyschaufschlüsse entstanden; die Sedimente sind aber z. T. versackt. Verfältelungen sind an der Schwandegg beobachtet worden.

Mikro- und makroskopische Beschreibung einzelner charakteristischer Gesteinsvarietäten:

1. *Sandiger Mergel* (Ledischlag, We 16 D; 604.280/176.160)
   Lagerung: 22/199, etwas versackt
   Farbe: gelblichgrau (5 Y 7/2) – helles bis mittleres Gelbbraun (10 YR 6/2; 10 YR 5/4)
   Bruch: unregelmässig
   Härte: schlagbar bis brechbar
   Mächtigkeit: 12 bis 16 cm, konkordant zwischen Kalkareniten eingelagert (s. unten)
   Schichtung: feingeschichtet-dünnplattig; Schichtoberfläche unregelmässig eingedrückt durch «load casts» des hangenden Kalkarenits, Schichtunterfläche eben
   Zusammensetzung: nicht untersucht, kalkreich

2. *Kalkarenit* (Ledischlag, Koord. s. oben)
   Lagerung: s. oben
   Farbe: mittleres Grau (N 5)
   Bruch: unregelmässig, splittrig
   Härte: schlagbar
   Mächtigkeit: 80 + x cm
   Schichtung: massig, Schichtunterfläche s. oben
   Zusammensetzung (mikroskopischer Befund):
   Korngrössenbereich 10–150 μ
   ca. 80 Vol.-% Karbonat
   übrige Bestandteile: Quarz, Plagioklas, Na-K-Feldspat
   akzessorisch treten auf: Chlorit, Serizit, Glaukonit, Zirkon, Erz
   org. Gehalt: zahlreiche Foraminiferen-Bruchstücke, vereinzelte schlecht erhaltene, ganze Individuen; Echinodermen-Stielglieder

3. *Kalkiger Sandstein mit Gesteinsbruchstücken* (rechtes Gürbeufer; 603.530/176.250; Aufschluss versackt)
   Farbe: helles Braungrau (5 YR 6/1)
   Bruch: unregelmässig, splittrig
   Härte: schlagbar
   Schichtung: massig; Schichtunterfläche eben, mit einigen «load casts» (im Liegenden folgen stark verfestigte Mergel)
   Zusammensetzung (mikroskopischer Befund):
   Korngrössenbereich: 30–750 μ
   Sortierung: schlecht
   Zement: Karbonat, ca. 40 Vol.-%
   Hauptgemengteile: – Quarz (ca. 60 Vol.-%)
   – Plagioklas, – Na-K-Feldspat } (ca. 5 Vol.-%)
   – Gesteinsbruchstücke (Sedimente, Tiefen- und Ergussgesteine, Metamorfite; ca. 35 Vol.-%)
   Nebengemengteile: Muskowit, Serizit, Biotit
   Akzessorien: Erz, Glaukonit, Zirkon, Chalzedon
   Rundung der Qz-Körner: kantengerundet bis schwach gerundet
   org. Gehalt: zahlreiche Bruchstücke von Foraminiferen

4. *Kalkhaltiger konglomeratischer Sandstein* (oberer Gürberain, E Hasenegg, 603.855/176.050)
   Lagerung: ?
   Farbe: grau-braungrau-oliv-gelblichweiss gefleckt
   Bruch: unregelmässig
   Härte: schlagbar
   Mächtigkeit: 180 + x cm, an einer Geländekante aufgeschlossen; Beziehungen zu andern Gesteinsvarietäten nicht erkennbar
   Zusammensetzung (mikroskopischer Befund):
   Korngrössenbereich: 50–4000 μ
   Sortierung: schlecht
   Zement: Karbonat, ca. 20 Vol.-%
   Hauptgemengteile: – Quarz (ca. 50 Vol.-%)
   – Plagioklas, Na-K-Feldspat (ca. 10 Vol.-%)
   – Gesteinsbruchstücke (Sedimente, Tiefen- und Ergussgesteine (? Rhyolith), Metamorfite, ca. 40 Vol.-%)
   Nebengemengteile: Serizit, Biotit z. T. chloritisiert, Pyroxen
   Akzessorien: Erz
   Rundung der Qz-Körner: kantengerundet-gerundet
   Rundung der Gesteinsbruchstücke: eckig bis geruudet

3.4. Aufbau der Gurnigelflysch-Zone

Beobachtungen, die den tektonischen Aufbau der Gurnigelflyschmasse erklären könnten, waren nicht möglich.

Die im Abschnitt 2.21. erwähnte wenig mächtige Gurnigelflysch-Decke über dem subalpinen Randflysch (vgl. Taf. III, Profil 5) ist sicher bei der Überschiebung zerbrochen worden; auf einen tektonisch komplizierteren Aufbau, als man ihn aus der Kartierung von Tercier annehmen könnte, weisen die verschiedenen, z. T. entgegengesetzten Fallrichtungen und die unterschiedlichen Fallbeträge am Gurnigel und im Seligraben (vgl. Tercier & Bieri 1961).

Eine zuverlässige Deutung des Aufbaus des Gurnigelflysches ist nur von einer Neuaufnahme der ganzen Zone zu erwarten.

3.5. Fortsetzung des Gurnigelflysches

3.51. Die westliche Fortsetzung des Gurnigelflysches

Die westlich an mein Untersuchungsgebiet anschliessende Region ist in neuerer Zeit von J. Tercier (Tercier & Bieri 1961) aufgenommen worden. Leider gliedert (s. 3.4.) Tercier die mächtige Gurnigelflyschzone nicht; Profile sind keine veröffentlicht worden.

Über den Gurnigelflysch im Berragebiet hat Tercier (1925, 1926, 1928*a*, 1928*b*; Tercier et al. 1946) verschiedene Arbeiten veröffentlicht, auf die schon im Abschnitt 3.1. eingegangen worden ist.

Das westlich anschliessende Gebiet NE von Bulle hat H. Guillaume (1957) bearbeitet (vgl. 3.1.).

Die dem Gurnigelflysch entsprechenden Sedimente mit mesozoischen Schürflingen, die das Massif des Alpettes, den Niremont und die Pléiades aufbauen (vgl. Geol. Generalkarte Schweiz, 1:200000, Bl. 5; 1948), hat Gagnebin (1924: 30 bis 35, 62) beschrieben; er weist auf die vielen tektonischen Komplikationen innerhalb der Préalpes hin. Er unterscheidet drei Einheiten: An der Basis den Flysch noir (Lutétien bis Auversien); L. Mornod (1945, 1949) weist nach, dass es sich bei diesem Flysch noir z. T. um Molassesedimente und Ablagerungen des Flysch subalpin (Couches de Villarvolard) handelt. Darüber folgen der Wildflysch (Lutétien–?Auversien) mit mesozoischen, tektonischen Schürflingen und der «sandige Flysch» (Auversien–?Priabonien).

Südwestlich des Genfersees hat A. Lombard (1940: 51/52) den Externflysch der Voirons, den er mit dem Gurnigelflysch vergleicht, aufgenommen; er weist aber darauf hin, dass die Grès des Voirons als durchlaufende Serie vom Thanétien bis an die Basis des Priaboniens aufzufassen sind, also älter sind als der Gurnigelflysch (das paleocaene-eocaene Alter ist von Tercier et al. erst 1946 veröffentlicht worden).

3.52. Die östliche Fortsetzung des Gurnigelflysches

Östlich des Gürbetals, im glazial stark überprägten Hügelland zwischen Gürbe und Aare gibt Beck (Beck & Gerber 1925) in der Umgebung des Uebeschisees zwei aufgeschlossene Zonen von Goldeggsandstein an (Ralligsandstein i. w. S. vgl. 5.1.; Koord. SA 609.340/176.280; 609.500/175.400). 1945 weist er auf seiner tektonischen Karte die gleichen Aufschlüsse den Préalpes externes zu, ohne näher darauf einzugehen.

R. F. Rutsch (1947: 11) fand im Uebeschi-Steinbruch Discocyclinen und Nummuliten, worauf K. Schmid (unveröffentlichtes Manuskript aus dem Jahre 1950[1]) die Frage nach der Zugehörigkeit dieser Sedimente weiter verfolgte. Durch seine Untersuchungen gelangte er zu folgenden Ergebnissen:

a) Lithofaziell entsprechen die Sandsteine des Uebeschi-Steinbruchs den Gurnigelsandsteinen (Dünnschliff-Untersuchungen von Herrn Prof. Th. Hügi, Bern; Schliffe und Gesteine werden in der Coll. K. Schmid im Geol. Inst. der Universität Bern aufbewahrt).

[1] Das Manuskript ist mir freundlicherweise von Frau Dr. K. Schmid zur Verfügung gestellt worden, wofür ich ihr herzlich danke.

b) Das Alter des Uebeschi-Sandsteins lässt sich anhand der gefundenen Nummuliten und Discocyclinen nicht sicher bestimmen (Brief von Herrn Prof. H. Schaub, Basel, vom 7.1.1951 an K. Schmid; Schliff Coll. Rutsch 1945, Geol. Inst. Univ. Bern: Bruchstück eines kleinen Nummuliten mit sehr kleiner Megalosphäre, unbestimmbar; Anschliffe Coll. Schmid, Nrn. K.S.18. 9a und f, K.S.10d mit *Discocyclina* cf. *seunesi* Douvillé); *Discocyclina seunesi* Douvillé ist wahrscheinlich auf das Paleocaen beschränkt (vgl. J. Schweighauser 1953: 27, 46).

Wir können daher heute mit grosser Wahrscheinlichkeit annehmen, dass die bei Uebeschi aufgeschlossenen Sedimente dem Gurnigelflysch angehören.

Östlich des Thunersees beschreibt einzig H. Mollet (1921: 35) einige Schürflinge von Schlierensandstein, die im subalpinen Flysch des Schafmatt–Schimberg-Gebietes stecken.

Auf die dem Gurnigelflysch entsprechenden Ablagerungen in internen Bereichen (Schlieren, Zone des Cols) soll hier nicht eingegangen werden (vgl. Abschnitt 3.1.), da R. Herb & W. Leupold im Artikel «Schlierenflysch» des Lex. strat. intern. I, 7c (im Druck) umfassend auf die neuesten Resultate hinweisen.

4. Wildflysch

4.1. Einleitung

Auch für den Wildflysch beschränken sich die eigenen Untersuchungen auf eine Neuaufnahme der wenigen in meinem Gebiet liegenden Aufschlüsse.

Als Alter des Wildflysches wird Maestrichtien bis Priabonien angenommen. Beziehungen zum Gurnigelflysch: im gleichen Ablagerungsraum entstandene, z. T. übereinandergeschobene Elemente; laterale fazielle Übergänge sind möglich (nach H. Guillaume 1957, vgl. auch Abschnitte 3.1., 3.5.).

4.2. Feldbefunde

Aufgeschlossen sind in der dem Wildflysch zugewiesenen Zone (vgl. Taf. II) nur mesozoische Schürflinge, die, soweit dies beobachtet werden konnte, in Mergeln stecken. Die Grenze Mergel–Schürflinge konnte an keiner Stelle beobachtet werden.

NW des Schmiedenbruchs (s. Taf. II) finden sich zwei kleine Aufschlüsse (Wy 7 C; 602.755/177.190), in denen Kalkarenite anstehen:

Lagerung: nicht ersichtlich
Farbe: mittleres Braungrau (5 YR 5/1)
Bruch: splittrig
Härte: schlagbar
Schichtung: massig
Beziehungen zu andern Gesteinseinheiten nicht ersichtlich
Zusammensetzung (mikroskopischer Befund):
Korngrössenbereich 4–150 μ
Karbonat, ca. 80 Vol.-%; Quarz
Akzessorien: Plagioklas, Glaukonit, Serizit, Chlorit; hellbräunliches isotropes Mineral; Pyrit in makroskopisch erkennbaren Kristallen
Organischer Gehalt: Foraminiferenbruchstücke; Steinkerne von Brachiopoden, Pelecypoden und eines Ammoniten

H. Furrer (1952) weist diesen Aufschluss dem Lias zu, E. Gerber (in Beck & Gerber 1925) dem Dogger. Da keine bestimmbaren Fossilien gefunden worden sind, bleibt die Altersfrage offen.

Im obersten Teil des Schmiedenbruchs (Wy 7 F; 602.770/177.140) ist eine Gips- (? Anhydrit-) Dolomit-Brekzie gefunden worden:

Hell olivgraue (5 Y 5/2) bis gelbbraune (5 Y 7/2) eckige Dolomittrümmer, Durchmesser 5 bis max. 60 mm, und schwarzgraue, blättrige tonige Mergelrelikte, Durchmesser bis 7 mm, eckig, liegen in einer Gips- (? z. T. Anhydrit-) Matrix; an den Grenzen Gips–Dolomit ist der Gips entsulfatisiert.

Es handelt sich nicht, wie Gerber (in Beck & Gerber 1925) angibt, um triadische Rauhwacken (vgl. H. Heierli 1955: 32–35; W. Brückner 1941), sondern vermutlich um das Ausgangsgestein der Rauhwacken. Die Kalzitbildung an der Grenze Gips–Dolomit weist auf die ? beginnende Rauhwackenbildung hin (vgl. W. Brückner 1941: 120); Brückner beschreibt solche Gesteine aus dem Lötschberg-Tunnel.

Warum das Gestein trotz des stark durchnässten Terrains nicht umgewandelt worden ist (vgl. H. Heierli 1955: 35) bleibt unklar, zeigt aber, dass die Theorie der Bildung von Rauhwacken von W. Brückner nicht zu befriedigen vermag (vgl. auch die Kritik von F. Ellenberger 1958: 207 ff.).

W des Schmiedenbruchs (Wy 7 H; 602.750/177.010) stehen verschieferte, hell olivgraue (5 Y 5/2), kalkreiche tonige Mergel an, die makroskopisch durch ihre Verschieferung sich gut von den Jordisbodenmergeln (vgl. 5.22.) unterscheiden lassen. H. Furrer (1952) führt diesen Aufschluss in seiner Karte als Mergelkalke des Doggers auf, E. Gerber (Beck & Gerber 1925) weist ihn (?) dem Lias zu (es ist nicht ganz klar, ob es sich bei dem von Gerber über den triadischen Rauhwacken angegebenen Lias um diesen Aufschluss gehandelt hat, da die Kartierung von Gerber zu ungenau ist). Eine Probe ist ausgeschlämmt worden; sie war steril.

In den blättrigen bis feingeschichteten, z. T. verschieferten tonigen Mergeln der Wildflyschzone westlich meines Arbeitsgebietes sind Proben ausgeschlämmt worden (vgl. Tercier & Bieri 1961):

Schwarzbrünnli	Koord. SA 601.250/178.360 (4 Proben),
Seligraben	Koord. SA 600.500/177.900 (1 Probe),
Ziegerhubel	Koord. SA 602.190/176.515 (3 Proben).

In allen Proben fanden sich nur vereinzelte sehr schlecht erhaltene, nicht bestimmbare Foraminiferen.

Die von früheren Autoren verschiedentlich erwähnten exotischen Granite, die aus dem Wildflysch stammen (vgl. Gerber 1925: 28) finden sich im untersuchten Gebiet nirgends anstehend; dagegen finden sich einzelne Blöcke in den zahlreichen verrutschten Flysch-Schuttmassen und als Erratika.

Auf der Suche nach der Fortsetzung der subalpinen Randflysch-Zone sind auch die Wildflyschaufschlüsse auf Blatt Gurnigel (Tercier & Bieri 1961) am Ziegerhubel (BG 151061; Koord. SA 602.200/176.400), im Seligraben (BGSG 12, Koord. SA 600.525/177.850) und im Schwarzwassergraben (BGSW 1a, 1e, Koord. SA 597.650/177.725) besucht worden. Einzelne Brekzien und Sandsteine (die oben angegebenen Nrn.) sind mikroskopisch untersucht worden. Im Schliff BGSW 1a treten vulkanische Komponenten vereinzelt auf (? Diabase).

5. Subalpiner Randflysch

(Rallig-Schichten auct.; Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine Gerber 1925; vgl. 3.1.; 6.1.)

5.1. Historischer Überblick

B. Studer erkennt (1829) als erster, dass die den Gurnigelflysch unterlagernden Schichten, die sich lithologisch deutlich von diesem und von der sie unterteufenden Molasse unterscheiden, lithofaziell sehr ähnlich den Schichten von Ralligen sind, die er in seiner Monographie der Molasse (1825: 37, 124) beschrieben hat. Diese lithologische Ähnlichkeit hat dazu geführt, dass die meisten späteren Autoren die Sedimente

(Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine Gerber 1925), die den Gurnigelflysch unterlagern, in Anlehnung an B. Studer als Rallig-Schichten i. w. S. bezeichnen. Weder Studer noch spätere Autoren haben jedoch diese Rallig-Schichten gegen die über- und unterlagernden Sedimente genau abgegrenzt; erst die Kartierung von E. Gerber (Beck & Gerber 1925) zeigt die genaue Lage dieser Schichten, die auch er (1925) mit denjenigen von Ralligen vergleicht.

A. Boué fügt dem «Brief» von B. Studer (1829) eine Notiz an: er vermutet, dass die Rallig-Schichten i. w. S. dem oberen Jura angehören. Studer (1834*c*) wendet sich gegen diese Ansicht: in der unterlagernden Molasse des Gurnigelgebietes sind tertiäre Fossilien gefunden worden.

Die folgenden Arbeiten von B. Studer (1834*a*; 1834*b*: 380, 391; 1853*a*: 115, 422; 1853*b*) und L. Rütimeyer (1848: 177; 1850: 15, 19) halten fest, dass die sicher tertiären Rallig-Schichten des Gurnigels vermutlich älter sind als die Molasse und lithofaziell eine Stellung zwischen Flysch und Molasse einnehmen.

C. Brunner-von Wattenwil (1857*b*), Gilliéron, Bachmann & Jaccard (1879) und V. Gilliéron (1885) weisen die Rallig-Schichten i. w. S. dem Flysch zu, während sie C. von Fischer-Ooster (1859) als Molassebildungen beschreibt.

B. Studer (1872: 200), gestützt auf die, wie R. F. Rutsch (1961: 31) gezeigt hat, wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes für eine Altersbestimmung nicht verwendbaren Fossilfunde von K. Mayer-Eymar und O. Heer (in O. Heer 1855–1859, 3: 201, 202, 221; vgl. auch K. Mayer-Eymar 1887: 64), betrachtet die Rallig-Schichten, wie auch E. Renevier (1874), der in ihnen Äquivalente der Horwerschichten und der Molasse rouge zu erkennen glaubt, als ältestes Glied der Molasse.

A. Locard (1893: 261) erwähnt vom Gurnigel zwei Exemplare von *Cyrena ovalina* Desh. (aufbewahrt im Museum Bern), wie sie auch bei Feygire (Châtel-St-Denis) gefunden worden sind; als Stufe gibt er Aquitanien an. Diese «Cyrenen», die im Berner Naturhistorischen Museum nicht mehr aufgefunden werden konnten, stammten möglicherweise aus den Jordisbodenmergeln oder den Goldeggsandsteinen; wahrscheinlich handelt es sich jedoch um eine Verwechslung.

L. Rollier (1910: 3) fasst die Rallig-Schichten i. w. S. als subalpine Fazies der burdigalen Molasse von Lausanne auf. Verwirrung stiftet er, eine Revision der Molassestratigraphie anstrebend, 1911 (p. 71), indem er diese Sedimente, wenn auch mit einem Fragezeichen, ins Helvétien stellt (Helvétien Rollier non Mayer-Eymar 1857, Rutsch 1958: 107). In einer Tabelle lässt er allerdings die Möglichkeit offen, die auf das Stampien weisenden Funde von *Anthracotherium* in der Molasse von Vaulruz von H. G. Stehlin (1909: 754) erwähnend, ihnen stampisches Alter zuzuweisen.

Ein klareres Bild liefern die von E. Gerber in den folgenden Jahren durchgeführten Untersuchungen im Gurnigelgebiet (1922*a*, *b*; 1925; Gerber & Beck 1922; Beck & Gerber 1925):

Die Rallig-Schichten i. w. S. bauen sich auf aus Jordisbodenmergeln und Goldeggsandsteinen, die lithologisch den Taveyannazsandsteinen sehr ähnlich sind; er weist als erster auf diese Ähnlichkeit hin (1925: 39). Sie fallen konkordant mit der liegenden Molasse mit 20–70°/120–150° ein. Trotzdem Gerber keine paläontologischen Belege gefunden hat, betrachtet er die Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine als litho- und chronostratigraphisches Äquivalent der Schichten von Ralligen und Vaulruz, die nach den paläontologischen Arbeiten von H. G. Stehlin (1914, 1922), E. Baumberger (1920) und der Beschreibung von H. Buess (1921) ins untere Stampien (Rupélien) zu stellen sind. Obwohl er damit aussagt, dass die älteren Rallig-Schichten i. w. S. auf den mittel- bis oberstampischen Molassesedimenten liegen (vgl. 6.1.), schliesst er sich, ohne Gründe anzugeben, der Ansicht von P. Beck (1922), der an eine sich von der subalpinen Molasse östlich des Thunersees ins Gurnigelgebiet ziehende Verschuppung denkt, nicht an, sondern nimmt eine normalstratigraphische Abfolge an (Beck & Gerber 1925), was E. Baumberger (1927: 565) und R. F. Rutsch (1933: 18, Tektonische Kartenskizze) sowie Beck & Rutsch (1958) kritisieren.

Weitere Untersuchungen über die Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine im Gurnigelgebiet sind von H. Furrer (1952, 1953*a*, *b*) durchgeführt worden: In drei geologisch-hydrologischen Gutachten beschäftigt er sich mit den zahlreichen Rutschungen in diesem Gebiet. Auf der sehr genauen Detailkarte 1:5000 stellt er die «Rallig-Schichten i. w. S.» zur Molasse.

Verschiedene Bearbeiter benachbarter Gebiete weisen auf mögliche Korrelationen hin (es werden nur die neueren Arbeiten erwähnt). Als wahrscheinliche Äquivalente der Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine werden genannt:

- Grès de la Guiga p.p. (Rupélien); J. Tercier (1925: 77).
- Couches de Vaulruz (Rupélien) oder Flysch subalpin (Paleocaen nach P. Corminbœuf 1959); L. Mornod (1949: 64, 74).
- Grès rupéliens des Carrières entsprechen den Goldeggsandsteinen, die Schistes marno-micacés den Jordisbodenmergeln; W. Schroeder & Ch. Ducloz (1955: 23).

5.2. Lithostratigraphie

5.21. Einleitung

Wie bereits im historischen Überblick erwähnt worden ist, hat E. Gerber (1922b, 1925: 38, vgl. Gerber & Beck 1922: 412), dessen Kartierung dieser tektonisch-stratigraphischen Einheit sehr unvollständig ist (s. Beck & Gerber 1925) zwei lithostratigraphische Begriffe geschaffen:

Jordisbodenmergel; Typlokalität Jordisboden (602.900/177.570) (auf Taf. II dieser Arbeit mit «Jordisbode» bezeichnet),
Goldeggsandsteine; Typlokalität Goldegg (604.025/177.180).

Gerber hat weder ein Typusprofil noch eine ausführliche Beschreibung dieser Sedimente veröffentlicht: diese lithostratigraphischen Begriffe sind deshalb informal (vgl. Intern. Subcommission on Stratigraphic Terminology 1961: 18; American Commission on Stratigraphic Nomenclature 1961: 649, 653).

Über den Rang dieser lithostratigraphischen Einheiten können wir wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse (vgl. 5.33.) nur Vermutungen anstellen. Wahrscheinlich handelt es sich um Schichtglieder («member»; vgl. Intern. Subcommission on Stratigraphic Terminology 1961: 36) einer (oder mehrerer tektonisch getrennter) Formation, die aus Jordisbodenmergeln (vgl. Fig. 8) und Goldeggsandsteinen besteht. Obwohl die Goldeggsandsteine kartierbare Einheiten darstellen, scheint es sinnvoller, da ein seitliches Auskeilen der Goldeggsandsteine möglich ist (vgl. 5.331.), sie nur als Schichtglieder aufzufassen. Die Formation (? die Formationen) kann aber nicht charakterisiert werden, solange wir den tektonischen Bau der subalpinen Flyschzone nicht kennen (vgl. 5.3.).

5.22. Jordisbodenmergel

Typuslokalität[1]: Jordibruch (602.915/177.350).
Stratotyp: Jordibruch-Profil (Jo 3C) (602.915/177.350).

Es handelt sich um Abfolgen von mehr oder weniger schiefrigen, z. T. tonigen Mergeln, die im Jordibruch (s. Profil, Fig. 8) und im Lehmbruch mit feinkörnigen Sandsteinen wechsellagern.

Weitere wichtige Aufschlüsse:

Hirzengalgen (Wy 8H) 603.270/176.985.
Westlich meines Gebietes (Tercier & Bieri 1961: Atlasblatt Gurnigel): Lehmbruch (BGLB 1–3) 602.320/177.875.

5.221. Lithologische Beschreibung charakteristischer Proben aus dem Typusprofil:
Mergel (Probe Jo 3C 9)

Farbe:	mittleres Grünlich-grau (5 GY 5/1)
Bruch:	schalig
Härte:	schlagbar
Schichtung:	dünnplattig; z. T. schiefrig, wahrscheinlich tektonisch verursacht

[1] Da der Begriff Jordisbodenmergel informal ist und die Aufschlüsse im Jordisboden schlecht sind, habe ich eine neue Typlokalität gewählt. Der Name Jordisbodenmergel wird beibehalten, da der Jordisboden nur 250 m NNE der neuen Typlokalität liegt und der prozentual grösste Anteil der Gesteine (vgl. Fig. 8) von Mergeln gebildet wird.

Es ist aber unter Umständen möglich (vgl. 5.33., Taf. II), dass die Sedimente des Jordisbodens einer andern Schuppe angehören als die des Jordibruchs.

Mineralogische Zusammensetzung: nicht untersucht; stark kalkhaltig, vereinzelte Glimmerblättchen erkennbar
Organischer Gehalt: siehe 5.4., Biostratigraphie, und Fig. 8

Sandstein (Probe Jo 3C 10): feinkörniger, glimmerhaltiger, mergeliger Sandstein

Farbe:	mittleres Grünlich-grau (5 GY 5/1)
Bruch:	unregelmässig
Härte:	schlagbar
Schichtung:	siehe 5.222.
Zusammensetzung:	Dünnschliff Nr. Jo 3C 10
	Korngrössenbereich: 10–150 μ
	Sortierung: schlecht
	Zement (ca. 50 Vol.-%): Karbonat und Mineralien der Tonfraktion
	Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, ? Na-K-Feldspat
	Nebengemengteile: Biotit, Muskowit, Chlorit; ? Pyroxen
	Akzessorien: Erz, Glaukonit, Epidot
	Rundung der Quarzkörner: eckig-kantengerundet
	Schrägschichtung: durch Material verschiedener Korngrösse hervorgerufen
	Organischer Gehalt: Foraminiferenbruchstücke

Fig. 6: Der Jordibruch Jo 3C; P — Profilaufnahme: 3.80 m; → Detailaufnahme Fig. 7

Fig. 7: Verfältelung der Jordisbodenmergel, Lage siehe Fig. 6 (→); abgebildeter Massstab: 2.0 m

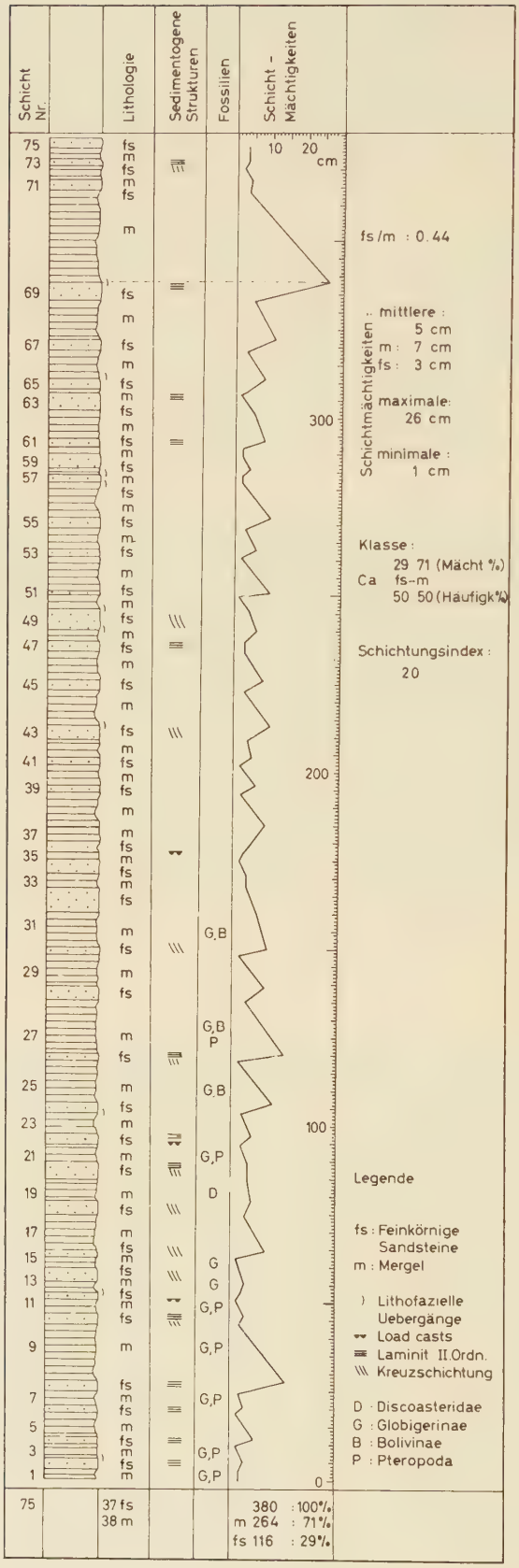


Fig. 8: Typusprofil der Jordisbodenmergel im Jordibruch (siehe A. Lombard 1963*b*)

5.222. Das Typusprofil: Jordibruch (Jo 3C):

Der einzige grössere Aufschluss in den Jordisbodenmergeln in meinem Gebiet bildet der Jordibruch (602.915/177.350). Er zeichnet sich aus durch eine eintönige Wechsellagerung von schiefrigen, z. T. tonigen Mergeln und feinkörnigen Sandsteinen mit makroskopisch z. T. massiger, z. T. laminierter (Laminite II. Ordnung; A. Lombard 1960: 568, 1963) oder kreuzgeschichteter Textur (s. Fig. 6 und Profil Fig. 8): Die ganze Serie bildet, vorausgesetzt dass keine nur mikroskopisch erkennbaren Gradierungen in einzelnen Sandsteinbänken vorhanden sind, einen Laminit I. Ordnung im Sinne von A. Lombard (1960: 568; 1963*a*, 1963*b*); Gradierungen konnte ich im Felde keine beobachten, Bodenmarken treten nur vereinzelt auf. Die Schrägschichtungen (wie auch die vereinzelten «load casts») zeigen (z. B. Handstück Jo 3C 10), dass die Abfolge normal liegt; es handelt sich durchwegs um Rippel-Drift-Kreuzschichtung, wie sie R. G. Walker (1963: 175) beschreibt; der Fallwinkel der Laminae ist kleiner als 20°.

Die einzelnen, wenig mächtigen, planparallel begrenzten Schichten lassen sich lateral im Aufschluss im allgemeinen nicht weit verfolgen; sie fallen mit 36/158° ein und zeigen Verfältelungen: die Richtungen 76/331° und bei überkippter Lagerung 70/146° sind eingemessen (s. Fig. 7) worden. Im obersten Teil des Aufschlusses zeigen sich Verstellungen.

Eine Basis kann nicht reproduzierbar festgelegt werden, da die Oberfläche des Aufschlusses dauernd abwittert; wegen des häufigen lateralen Auskeilens der Schichten ändern sich die Verhältnisse ständig. Ein Versuch, diesen Sedimentationstyp zu charakterisieren, soll, da bessere Aufschlüsse fehlen, mit der folgenden Profilaufnahme trotzdem unternommen werden.

Das Profil (Fig. 8) ist nach der von A. Lombard (1952, 1963*b*; Lombard & Cahen 1952) vorgeschlagenen Methode aufgenommen worden[1]. Diese Darstellungsart ist gewählt worden, damit es ohne weiteres möglich ist, bei vergleichender Betrachtung der lithofaziellen Entwicklung verschiedener Flyschablagerungen die Aufnahmen mitzuverwenden. Dabei darf allerdings nicht vergessen werden, dass ein Profil der Jordisbodenmergel nicht den ganzen, aus Jordisbodenmergeln und Goldeggsandsteinen bestehenden, subalpinen Randflysch charakterisiert. Die Beziehungen zwischen Jordisbodenmergeln und Goldeggsandsteinen (vgl. 5.33.) konnten im Felde nicht beobachtet werden.

Da die lokale virtuelle Serie, soweit dies beurteilt werden kann, nur durch zwei Gesteinstypen gebildet wird (s. Fig. 8), habe ich darauf verzichtet, alle die von Lombard vorgeschlagenen graphischen Darstellungen auszuführen. Die Mächtigkeitskurve zeigt keine unterscheidbaren Sequenzen; die hier beigefügte Darstellung (Fig. 9) der Verteilung der Schichten auf die einzelnen Grössenklassen, zwei Maximazonen aufweisend, und

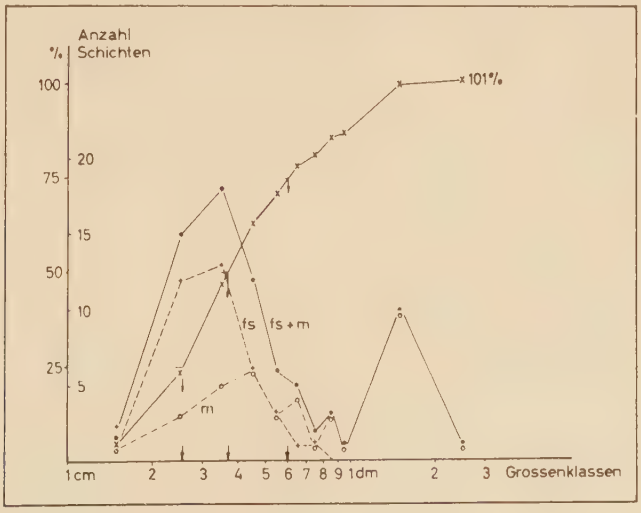


Fig. 9: Jordibruch-Profil: Verteilung der Schichten auf die einzelnen Grössenklassen; Summationskurve

[1] Herrn Prof. A. Lombard, der meinen Studienkameraden F. Scherer und mich freundlicherweise in die Methodik dieser Aufnahmen während eines Sedimentologiekurses in Thonon (24.–27. Juni 1963) einführte, sei herzlich gedankt.

die entsprechende Summationskurve gestatten es, die zur Berechnung der von LOMBARD verwendeten Koeffizienten benötigten Quartilwerte herauszulesen.

Leider stehen heute noch fast keine Vergleichsaufnahmen zur Verfügung, die uns zeigen könnten, wie weit sich die einzelnen, durch die von LOMBARD vorgeschlagenen numerischen Werte charakterisierten und dadurch leicht vergleichbaren, Faziestypen auf die verschiedenen Ablagerungsräume beschränken. A. LOMBARD (Sedimentologiekurs Thonon) hat diese Frage, gestützt auf seine Untersuchungen, ebenfalls studiert: es scheinen Gesetzmässigkeiten zu bestehen, die aber noch durch weitere Aufnahmen herausgearbeitet werden müssen.

5.23. Goldeggsandsteine

Typuslokalität GERBER 1925: Goldegg (We 6N; 604.025/177.180).

Stratotyp: Ein Typusprofil lässt sich nicht geben, da auch die grössten Aufschlüsse immer nur 5 bis max. 10 m mächtige, massige Sandsteine und unregelmässig begrenzte, oft linsenförmig in die Sandsteine eingelagerte Mikrobrekzien zeigen. An den Stellen, wo wenig mächtige Mergel zwischen die Goldeggsandsteine eingelagert sind (z. B. an der Steinegg und am Hirzengalgen, Koord. s. unten), sind die liegenden und hangenden Goldeggsandsteine schlecht aufgeschlossen. Ich muss mich deshalb darauf beschränken, das von der Goldegg stammende Handstück (We 6 N III, s. unten) zu beschreiben. Die im folgenden Abschnitt gegebene Zusammenstellung der verschiedenen Goldeggsandstein-Typen gibt die Variationsbreite dieses lithologischen Begriffes an; an der Goldegg treten vor allem Typus 1 und 2 auf (s. unten), nur an den nördlichen Abrissen sind wenig mächtige Mikrobrekzien (Typus 3) beobachtet worden.

Weitere Aufschlüsse: Hirzengalgen (Wy 8 G) 603.220/176.980
Steinegg (Wy 7 P) 603.345/177.240
E Jordibruch (Jo 3 HH) 603.010/177.310.

5.231. Lithologische Charakterisierung[1]:

Der Begriff Goldeggsandstein, der in den Arbeiten von E. GERBER (1925; BECK & GERBER 1925) nur für die mittel- bis grobkörnigen Sandsteine und die relativ kleingerölligen Mikrobrekzien der Goldegg und des N-Randes des Schmiedenbruches (E-Fortsetzung: Tiefengraben) verwendet worden ist, muss erweitert werden. Folgende Gesteinstypen, die durch Übergänge miteinander verbunden sind, werden unter diesem Lokalnamen zusammengefasst:

1. feinkörniger, glimmerhaltiger Sandstein mit vereinzelten Geröllen (z. B. Wy 7 O/2),
2. mittel- bis grobkörnige Sandsteine mit vereinzelten Geröllen (z. B. We 6 J),
3. Mikrobrekzien (z. B. die im folgenden beschriebene Probe Wy 8 G/B 3).
4. Brekzien (nur im wahrscheinlich etwas versackten Aufschluss Jo 3 HH gefunden); mehr als 50 Vol.-% der Gerölle werden durch Komponenten mit Durchmessern > 10 mm gebildet; es sind vereinzelte Gerölle (Kalke) mit Durchmessern bis zu 12 cm beobachtet worden; die kristallinen Komponenten weisen Durchmesser bis max. 10 mm auf.

Die relativ grösseren Komponenten in Mikrobrekzien und Brekzien sind oft gut bis sehr gut gerundet (0.7–0.8), so dass man einzelne Gesteinspartien auch als Konglomerate resp. Mikrokonglomerate bezeichnen kann; die brekziösen Gesteine wiegen aber vor.

Die Feldaufnahmen haben gezeigt, dass, vor allem zwischen konglomeratischen Sandsteinen und Mikrobrekzien, oft scharfe Grenzen auftreten, die aber ganz unregelmässig, nicht an Schichtebenen gebunden, verlaufen; Mikrobrekzien erscheinen oft als Linsen in Sandsteinen. In allen grösseren Goldeggsandstein-Aufschlüssen kommen mehrere Gesteinstypen nebeneinander vor.

Wechsellagerungen von Goldeggsandsteinen mit stark sandigen Mergeln, durch ihren Sandgehalt unterscheiden sie sich von den Jordisbodenmergeln, sind nur vereinzelt angetroffen worden (z. B. Hirzengalgen,

[1] H. FÜCHTBAUER (1964: 198) hat auch einen Goldeggsandstein (nicht anstehend, Koord. LK 604.75/177.35) untersucht: 20 Gew.-% Karbonat, Verhältnis Kalzit/Dolomit 2.46, Leichtmineralien: Feldspat 23, Glimmer 11, Schwermineralien: Zirkon, Turmalin, Apatit, Epidot, Granat.

Herrn Dr. FÜCHTBAUER, der mir Teile seines Manuskriptes zur Verfügung stellte, danke ich bestens.

Steinegg). Die Mergel zeigen immer nur Mächtigkeiten von wenigen cm; einzig an der Steinegg (Wy 7 P) fand ich eine etwas mächtigere Mergelzone.

Typisch für die Goldeggsandsteine sind die Mikrobrekzien mit ihrer in der Anwitterung gelbgrünen, am frischen Gestein graugrünen Färbung (die grünen Farbtöne stammen von den häufig als Einzelmineralien auftretenden Chloriten und den vulkanischen Komponenten); sie dienten bei der Kartierung als Leitgestein.

Die meist vollkommen massigen ungegliederten, morphologisch deutlich hervortretenden Goldeggsandsteinmassen zerfallen oft in Blockschutt (Hirzengalgen, Steinegg und E-Abhang des Ahörnlers, 603.060/177.180).

E. Gerber (1925: 39) hat bereits erkannt, dass die Goldeggsandsteine den Taveyannazsandsteinen sehr ähnlich sind. L. Mornod (1949: 74) weist auf die erstaunliche lithologische Übereinstimmung der Goldeggsandsteine mit den von ihm beschriebenen «micropoudingues polygéniques»[1] des Flysch subalpin der Region von Bulle hin. Die eigenen Untersuchungen, es sind 30 Dünnschliffe von Gesteinen der verschiedenen bedeutenderen Goldeggsandstein-Aufschlüsse durchgesehen worden, haben gezeigt, dass die vulkanische Komponenten führenden Goldeggsandsteine (dies gilt für alle Typen) in den Kreis der von M. Vuagnat (1952; vgl. auch das ausführliche Literaturverzeichnis dieser Arbeit) beschriebenen Mikrobrekzien gehören, wie sie im Sandstein-Dachschiefer-Komplex (Nordhelvetischer Flysch Vuagnat 1952; vgl. die verschiedenen Artikel über den Sandstein-Dachschiefer-Komplex im Lex. strat. intern. I, 7c; im Druck) auftreten.

Alle untersuchten Goldeggsandsteine entsprechen den Grès du Val d'Illiez (Nomenklatur nach M. Vuagnat 1952):

1. Das Verhältnis $p \frac{\text{(Fragmente andesitischer Fazies}}{\text{Summe der vulkanischen Komponenten)}}$ (Vuagnat 1952: 32, 38) ist immer kleiner als 1; der Gehalt an vulkanischen Komponenten ist relativ klein.
2. Albit-Chlorit-Diabase treten immer auf (verschiedene Strukturtypen).
3. Spilite; sie führen Chlorit und einen Feldspat, dessen Lichtbrechungsindizes alle kleiner 1.54 sind (Bestimmungen mit Lichtbrechungs-Flüssigkeit an den Schliffen Jo 3 HH 10 und 13): sehr wahrscheinlich handelt es sich um Albit; der Achsenwinkel, das optische Vorzeichen sowie die maximale Auslöschungsschiefe in der Zone senkrecht (010) dieser Feldspäte konnte nur an einem Kristall (Schliff Wy 8 G/B 3; siehe unten) genau bestimmt werden.

   Bestimmungen auf dem Federow-Tisch sind keine durchgeführt worden.

75% der untersuchten Gesteine gehören dem Typus Val d'Illiez I an: Verhältnis p zwischen 1 und 0.5 liegend, relativ hoher Gehalt an vulkanischen Komponenten; Karbonatgerölle relativ selten, karbonatischer Zement zurücktretend. Ein einziger Schliff zeigt einen Typus II der Grès du Val d'Illiez (Wy 8 G/B: Hirzengalgen, Koord. s. oben; im gleichen Aufschluss sind aber auch sichere Typen I gefunden worden: Schliff Wy 8 G/B 3/1). Bei den restlichen Schliffen war die Typenzugehörigkeit nicht sicher bestimmbar.

Die folgenden drei Gesteinstypen können als repräsentativ gelten:

1. Handstück We 6 N III von der Goldegg (Koord. s. oben): *Grobkörniger Sandstein* mit Geröllen bis 1.2 mm Durchmesser, vereinzelte, schlecht gerundete Mergelkomponenten bis 2 cm Durchmesser; etwas angewittert, an der Goldegg ist es nicht möglich, ganz frische Gesteine zu erhalten.

   Farbe der Matrix: hell olivgrau (5 Y 6/1)
   Bruch: unregelmässig
   Härte: schlagbar
   Schichtung: massig
   Mikroskopischer Befund (Schliff We 6N III):
   Korngrössenbereich: 30–1200 μ
   Sortierung: schlecht
   Zement: Karbonat, ca. 15 Vol.-%
   Hauptgemengteile: Quarz, Na-K-Feldspat (z.T. Mikroklin), Plagioklase
   Gerölle (wegen des kleinen Durchmessers der Gerölle sind nicht alle Komponenten sicher bestimmbar): Karbonatgesteine (wenige), Radiolarite, Quarzaggregate.
   Ca. 25% der Gerölle sind vulkanische Komponenten: Albit-Chlorit-Diabase mit arboreszierender Struktur, ? Albit-Chlorit-Spilite mit felsitischen und fein hyalopilitischen Strukturen, Chloritite.

[1] Taveyannazsandsteine Typen I und IIa, Grès du Val d'Illiez Vuagnat 1952 nach den Bestimmungen von A. Streckeisen in P. Corminbœuf 1959: 273/274; M. Vuagnat 1943*b*: 54 beschreibt von Cucloz, in der westlich an das Untersuchungsgebiet von Mornod anschliessenden Region ebenfalls einen Grès du Val d'Illiez im subalpinen Flysch; vgl. 5.8.

p = ungefähr 0.7: Grès du Val d'Illiez I
Nebengemengteile: Muskowit, Biotit, Chlorit
Akzessorien: Zirkon, Glaukonit, Erz

2. Handstück Wy 8 G/B 3 vom Hirzengalgen (Koord. s. oben):
Mikrobrekzie (Komponenten bis 4.5 mm Durchmesser); das Handstück zeigt den Übergang in ein gröberes Mikrokonglomerat (Komponenten bis 11 mm Durchmesser, mässig bis gut gerundet [0.5–0.7]).

Farbe der Matrix: helles Olivgrau (5 Y 6/1)
Bruch: unregelmässig
Härte: schwer schlagbar
Schichtung: massig
Zusammensetzung: Die Komponenten im konglomeratischen Teil werden von einer mittel- bis grobsandigen Matrix eng umschlossen; man erkennt an Komponenten: Kalke, Mergel, Radiolarite, Quarzite, vulkanische Gerölle.
Mikroskopischer Befund (2 Schliffe Wy 8 G/B3):
Korngrössenbereich: 15–4500 μ, max. Korngrössen erreicht von Geröllen und Mineralindividuen
Sortierung: schlecht
Zement: Karbonat, ca. 10 Vol.-%
Hauptgemengteile: Quarz, Na-K-Feldspat (z.T. Mikroklin), Plagioklase
Gerölle: Karbonat, Sandstein, Kalkarenit, Hornstein; Quarz-Aggregate, Feldspat-Quarz-Aggregate, Orthoklasaggregate, Gneis u.a. Metamorfite.
Ca. 25% der Gerölle sind vulkanische Komponenten: Albit-Chlorit-Diabase mit folgenden Strukturen: arboreszierend, sphärolitisch-fibroradial, intersertal divergent,
Albit-Chlorit-Spilite mit fein hyalopilitischen und felsitischen Strukturen.
Albit: 2 V pos., max. Auslöschungsschiefe in der Zone senkrecht (010): 13°, Lichtbrechungsindizes alle kleiner 1.54
p = ungefähr 0.8: Grès du Val d'Illiez I
Nebengemengteile: Biotit, Serizit, Chlorit, Erz
Organischer Gehalt: Foraminiferenbruchstücke im Zement und in einzelnen Geröllen

3. Handstück Jo 3 HH 13 vom Aufschluss E des Jordibruches (Koord. s. oben):
Brekzie mit mikrobrekziöser Grundmasse (Komponenten bis 7 cm lang).

Farbe der Matrix: dunkel gelbgrün (5 GY 5/2)
Bruch: unregelmässig
Härte: schlagbar
Schichtung: massig
Zusammensetzung: Matrix und Zement untergeordnet, die Gerölle berühren sich teilweise; Komponenten schlecht bis gut (0.3–0.6) gerundet; grösste Gerölle: sandiger Mergel, Mergel, Kalk.
Mikroskopischer Befund (Schliff Jo 3 HH 13):
Korngrössenbereich: 30–400 μ
Sortierung: schlecht
Zement: Karbonat, spärlich
Matrix: die feinstkörnigen Komponenten bilden eine die Zwischenräume dicht ausfüllende Matrix; Matrix und Zement: ca. 15 Vol.-%.
Hauptgemengteile der detritischen Fraktion (ohne Matrix): Quarz, Na-K-Feldspat (z.T. Mikroklin), Plagioklase
Gerölle: Karbonate, Kalkarenite; Quarzaggregate mit vereinzelten Feldspäten, Quarzaggregate, ? Plagioklasite.
Ca. 30% der Gerölle sind vulkanische Komponenten: Albit-Chlorit-Diabase mit folgenden Strukturen: sternförmig intersertal, sphärolitisch fibroradial,
Albit-Chlorit-Spilite mit felsitischen und fein hyalopilitischen Strukturen.
Albit: alle Lichtbrechungsindizes kleiner 1.54
Chlorit: blassgrün, fast isotrop
weitere Mineralien: Karbonate, reliktischer Pyroxen, ?Hornblende, reliktisch; ? Biotit
p = ungefähr 0.8; Grès du Val d'Illiez I
Nebengemengteile: Biotit, Muskowit, Serizit, Chlorit, Hornblende
Akzessorien: Zirkon, Erz
Organischer Gehalt: vereinzelte Foraminiferenbruchstücke in der Matrix.

5.3. Aufbau der subalpinen Randflyschzone

5.31. Mächtigkeiten

Die Mächtigkeit des subalpinen Randflysches beträgt, wenn wir eine mittlere Streichrichtung von 149° und ein mittleres Einfallen der Schichten von 42° annehmen, 1300 m, vorausgesetzt, dass keine tektonischen Repetitionen oder Verfaltungen vorliegen.

Die einzelnen Goldeggsandstein-Zonen weisen Mächtigkeiten zwischen 15 und 150 m auf, die Jordisbodenmergel-Zonen zwischen 100 und 500 m, wobei der Maximalwert die südlich an die subalpine Molasse an-

schliessende Zone betrifft, die sehr schlecht aufgeschlossen ist, so dass nur aus morphologischen Gründen vermutet werden kann, sie werde nicht von einem Goldeggsandsteinzug unterbrochen.

5.32. Lagerung

Sedimentogene Strukturen sind im ganzen Gebiet nur spärlich vorhanden. Die normale Lagerung eines Teils der Sedimente kann durch folgende Beobachtungen nachgewiesen werden:

- Vereinzelte Kreuzschichtungen in den Jordisbodenmergeln (Jordibruch, Koord. s. oben) und den Goldeggsandsteinen (N des Schmiedenbruchs 602.860/177.060; am Hirzengalgen 603.220/176.980 und an der Steinegg 603.345/177.240).
- In den Goldeggsandstein-Aufschlüssen findet man an verschiedenen Stellen, wo Mergelzwischenlagen vorkommen, «load casts» (Steinegg, Hirzengalgen, N des Schmiedenbruchs, Koord. s. oben; N der Goldegg 603.990/177.400); E. ten Haaf (1959: Kap. IV, VI, Fig. 27), R. R. Shrock (1948: 156).
- An der Goldegg (604.025/177.180) ist eine vereinzelte grössere Auflastspur beobachtet worden, die eine Gradierung von einer Mikrobrekzie im Liegenden zu dem überlagernden grobkörnigen Sandstein mit vereinzelten Geröllen zeigt.
- Die unebenen Basisflächen, wie sie an den Grenzen Sandstein–hangende Mikrobrekzie an mehreren Stellen beobachtet worden sind, weisen ebenfalls auf normale Lagerung hin (R. R. Shrock 1948: 66).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass im zentralen W–E-Streifen des subalpinen Randflyschgebietes an mehreren Stellen Beweise für eine normale Lagerung der Sedimente gefunden worden sind, während in den nördlich und südlich anschliessenden schlecht aufgeschlossenen Zonen keine eindeutigen sedimentogenen Strukturen auftreten. Ein isoklinaler (aus den spärlichen Fallmessungen im nördlichen und südlichsten Teil zu schliessen) Faltenbau der subalpinen Randflysch-Zone ist demnach möglich; im südlichsten und nördlichsten Abschnitt der subalpinen Randflysch-Zone fehlen (abgesehen von den noch ziemlich zentral gelegenen Rippen am Kamel, 603.250/176.730, und an der Jordiegg, 603.050/177.470; vgl. Taf. II) die für den zentralen SW–NE gerichteten Teil typischen Goldeggsandstein-Zonen; dies spricht, wie auch der Baustil der angrenzenden tektonischen Einheiten (vgl. Kap. 3, 6), gegen eine solche Deutung.

5.33. Beziehungen zwischen Jordisbodenmergeln und Goldeggsandsteinen

Wie schon bei der Beschreibung der Jordisbodenmergel betont worden ist, ist nirgends ein Übergang von typischen Jordisbodenmergeln zu Goldeggsandsteinen beobachtet worden. Über die Beziehungen der beiden Lithofazies lässt sich folgendes aussagen:

5.331. Feld- und Laborbefunde. Im Felde erhält man den Eindruck, dass die scheinbar regellos angeordneten Goldeggsandstein-Rippen lateral in Jordisbodenmergel übergehen. Der Versuch, die Liegend- und Hangendflächen von Goldeggsandstein-Horizonten zu konstruieren, zeigte dann aber, dass sich die einzelnen Aufschlüsse fünf in der Streichrichtung liegenden, von SW nach NE verlaufenden Zonen zuordnen lassen.

Einzelne kleine Unstimmigkeiten treten bei dieser Konstruktion auf, die aber, bei der oft schwierigen Lokalisation der Aufschlüsse, die zudem vielleicht z. T. etwas versackt sind, und der, in der Natur kaum verwirklichten, für die Konstruktion getroffenen Annahme konstanter Streich- und Fallrichtungen (42°/150°), meines Erachtens vernachlässigt werden dürfen.

Ein Blick auf die Karte (Taf. II) zeigt, dass im W ein senkrecht zur Streichrichtung verlaufender Gürtel von Goldeggsandstein-Aufschlüssen (Kamel, Hirzengalgen, Steinegg, Ahörnler, Jordiegg, Koord. s. oben) auftritt; im E finden wir als kleineres Gegenstück die Aufschlüsse an der Goldegg und im Obere Schattehalb.

Im zentralen, allerdings schlecht aufgeschlossenen Gebiet (Jungwald, Witschatte) fehlen Goldeggsandstein-Ausbisse. Ob dieses Fehlen nur morphologisch bedingt ist (das Gebiet ist etwas weniger steil) oder ob die Goldeggsandsteine lateral ausdünnen bis auskeilen (ich vermute, dass einzelne Goldeggsandstein-Horizonte lateral auskeilen, andere aber in meinem Gebiet Horizonte bilden; vgl. Profile Taf. III), kann nicht entschieden werden.

Der Versuch, aus den seltenen Einschaltungen sandiger Mergel in den Goldeggsandstein-Horizonten Faunen zu isolieren, gelang nur bei Proben von der Steinegg (Wy 7 P 1–5; 603.345/177.240): die gewonnene Globigerinenfauna ist sehr schlecht erhalten; spezifische Bestimmungen sind nicht möglich (briefl. Mitt. Prof. H. Hagn 1963); ob sich die Fauna von denen der Jordisbodenmergel unterscheidet, könnte nur durch ausgedehnte Untersuchungen abgeklärt werden (mündliche Mitteilung von Prof. H. M. Bolli 1962).

5.332. Folgerungen. In den Arbeiten von R. Schider (1913: 7), H. Fröhlicher (1933: 41) und H. Haus (1937: 51) werden die im subalpinen Flysch auftretenden, den Taveyannazsandsteinen ähnlichen Gesteine als flyschfremde Schürflinge aufgefasst. Die Untersuchungen in den der Gurnigelregion benachbarten Gebieten von M. Furrer (1949: 126), L. Mornod (1949: 68), P. Corminbœuf (1959: 272) und R. Reber (1964: 103) haben aber gezeigt, dass stratigraphische Übergänge zwischen sicheren Flyschgesteinen und Taveyannazsandsteinen i. w. S. bestehen; auf Exkursionen in die Gebiete von Vaulruz–Semsales–Châtel-St-Denis und der Schrattenfluh konnte ich mich von dieser Tatsache überzeugen.

Auf Grund dieser Vergleiche und des offenbar horizontbeständigen Auftretens einzelner Goldeggsandstein-Schichtglieder neige ich zur Ansicht, dass *Goldeggsandsteine und Jordisbodenmergel normale sedimentäre Abfolgen darstellen* (vgl. 5.34.).

5.34. Goldeggsandstein-Horizonte

Wie unter 5.231. bereits erwähnt worden ist, gehören alle untersuchten Goldeggsandsteine der Gruppe Grès du Val d'Illiez I an, wobei in einem Falle ein Grès du Val d'Illiez II (Wy 8 G/B, s. oben) zusammen mit Typen I auftritt; im weitern treten immer mehrere Typen von Goldeggsandsteinen (vgl. 5.231.) nebeneinander in allen grösseren Aufschlüssen auf, d. h. die einzelnen Goldeggsandstein-Horizonte lassen sich mit den durchgeführten makroskopischen und mikroskopischen Untersuchungen nicht voneinander unterscheiden.

Das Auftreten von mehreren, lithologisch nicht unterscheidbaren Goldeggsandstein-Horizonten lässt den Gedanken an einen Schuppenbau aufkommen: Die zahlreichen Jordisbodenmergel-Aufschlüsse, die eine Verfältelung aufweisen, zeigen, dass beim Angreifen der tektonischen Kräfte die inkompetenten Jordisbodenmergel zwischen den kompetenten Goldeggsandsteinen verfältelt worden sind. Die Goldeggsandstein-Massen dagegen sind offenbar zerbrochen (vgl. die Profile, Taf. III, in denen hypothetisch diese Verhältnisse dargestellt worden sind), wovon einerseits die abweichenden Fallrichtungen am Hirzengalgen und N des Schmiedenbruchs, die sich kaum anders erklären lassen, andrerseits das häufige Zerfallen in Blockschutt zeugen.

Die verfalteten Jordisbodenmergel zeigen, dass die starren Goldeggsandstein-Horizonte gegeneinander bewegt worden sind; ob dies innerhalb des ursprünglich mächtigen Schichtstosses vor sich ging oder ob verschiedene Schuppen aufeinander gestapelt worden sind, kann nicht entschieden werden.

Wenn der im nächsten Abschnitt beschriebene Aufschluss wirklich einem tektonischen Schürfling angehört, müssten wir einen Schuppenbau annehmen. Weitere Hinweise (vgl. auch 5.4.) sind keine gefunden worden. Es ist möglich, dass eine sorgfältige sedimentpetrographische Analyse der einzelnen Goldeggsandstein-Horizonte weitere Indizien liefern würde.

5.35. Obermitteleocaener Schürfling im Subalpinen Randflysch?

W der Goldegg sind an einem Wegrand (603.840/177.180; 4 m langer, schlechter Aufschluss) etwas sandigere, teilweise feiner geschichtete, sonst aber von den 5 m weiter südlich anstehenden, eine oligocaene Fauna aufweisenden (Wy 7 A 1–6, Wy 7 B 1–3) Jordisbodenmergeln makroskopisch nicht zu unterscheidende Mergel gefunden worden. Die Lagerung dieser Sedimente und die Beziehungen zu den benachbarten Aufschlüssen sind nicht zu erkennen. Diese Mergel lieferten eine gut erhaltene obermitteleocaene Kleinforaminiferenfauna (vgl. 5.6.), die sich sowohl in der Zusammensetzung wie auch im Erhaltungszustand von den zahlreichen aus den Jordisbodenmergeln gewonnenen Faunen unterscheidet.

Verschiedene Erklärungen sind möglich:

a) Es handelt sich um ein aus dem Wildflyschgebiet (eventuell auch aus der Gurnigelflyschzone) nachpleistocaen abgerutschtes Paket.

Ähnliche Faunen sind aus dem ultrahelvetischen Flyschbereich bis heute nicht bekannt geworden. Aus dem topographisch über der subalpinen Randflyschzone liegenden Wildflysch sind 7 Proben, aus dem

Gurnigelflysch 4 Proben geschlämmt worden: diese waren teilweise steril oder zeigten nur vereinzelte, sehr schlecht erhaltene, unbestimmbare Foraminiferen.

Aus morphologischen Gründen scheint mir diese Erklärung unwahrscheinlich.

b) Es könnte sich aber auch um Jordisbodenmergel handeln, die eine aufgearbeitete Fauna zeigen; dafür sprechen die Glaukonitkörner, die im Schlämmrückstand gefunden worden sind (mündliche Mitteilung von Prof. H.M. Bolli).

Dagegen spricht:

1. Das Fehlen aller jüngeren Faunenelemente.
2. Es sind von diesem Aufschluss 8 Proben geschlämmt worden (Sammelproben über 50 cm), die alle die gleiche Foraminiferenassoziation zeigen.
3. Im ganzen subalpinen Randflysch des Gurnigelgebietes sind nirgends aufgearbeitete Faunen gefunden worden (102 geschlämmte Proben).

c) Es handelt sich um einen tektonischen Schürfling, der bei der Aufschiebung von Goldeggsandstein- und Jordisbodenmergelschuppen mitgeschleppt worden ist.

d) Dieses eocaene Mergelpaket ist in den Sedimentationstrog des subalpinen Randflysches geglitten.

In den Tafeln II und III ist dieses Mergelpaket als tektonischer Schürfling gedeutet worden.

5.4. Biostratigraphie

5.41. Fauna der Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine

Alle Proben sind 10–20 cm tiefen Schlitzen entnommen worden. An der Fundstelle Wy 7 A (Koord. s. unten) ist ausserdem eine Probe in einem 60 cm tiefen Schlitz an einer Böschung, 50 cm unter der Oberfläche genommen worden. 82 von den 102 aufbereiteten Mergelproben (Jordisbodenmergel und Mergel, die in den Goldeggsandsteinen eingelagert sind) enthielten Mikrofaunen. Alle Faunen, bestehend aus pelagischen Elementen und vereinzelten benthonischen Formen, sind sehr schlecht erhalten (auch Wy 7 A, s. oben); die Bearbeitung musste daher Spezialisten überlassen werden[1].

Die nachfolgend aufgeführten Bestimmungen der Foraminiferen und Pteropoden stammen von Herrn Prof. H. Hagn (schriftliche Berichte vom 16. und 23. Juni 1963) und seinem Schüler Herrn Dipl.-Geol. H. G. Lindenberg, Institut für Paläontologie und historische Geologie, München. Den beiden Herren sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

Nicht näher bestimmbare Makrofossilien sind nur an zwei Stellen gefunden worden.

Fossilfundstellen:

1. Jordisbodenmergel

Jo	3 C	Jordibruch	602.915/177.350
Jo	3 G	N des Ahörnlers	603.075/177.225
Jo	3 G'	N des Ahörnlers	603.050/177.235
We	6 M	Steineggbächli	603.935/177.155
Wy	7 A	NW Weiermoos	603.880/177.150
Wy	7 B	NW Weiermoos	603.840/177.165
*Wy	8 D	Tiefengraben	603.300/176.860
*Wy	8 H	Hirzengalgen	603.270/176.990
Wy	8 O	Witschatte	603.630/177.180
Wy	10 D	Meierislibruch	602.650/176.515
ausserhalb meines Gebietes:			
Wy	10 H	Meierislibruch	602.485/176.470
BGLB		Lehmbruch	602.320/177.875

2. Mergelzwischenlagen der Goldeggsandsteine

*Wy	7 P	Steinegg	603.345/177.240

* Faunen, die stratigraphisch nicht verwendbar sind

[1] Den Herren Prof. H.M. Bolli, ETH Zürich, Dr. W.H. Blow, BP (Trinidad) Ltd., Trinidad, Dr. C.W. Drooger, Rijks-Universiteit, Utrecht, Dr. Z. Reiss, Geological Survey, Jerusalem, Dr. H.H. Renz, Gulf Oil Co., Corseaux s. Vevey, die die Freundlichkeit hatten, einen Teil der Faunen durchzusehen und mit ihren Gedanken und Anregungen mithalfen das schwierige Problem zu lösen, sei bestens gedankt.

Discoasteriden. Die Probe Jo 3 C 19 a wurde nach der von W. W. Hay (1961 : 873) angegebenen Methode nach Discoasteriden untersucht. In zwei Proben fanden sich vereinzelte Formen, die nicht näher bestimmt worden sind. Die Arbeiten von E. Martini (1960 : 68; 1961 : 27; vgl. auch die Hinweise auf die zahlreichen stratigraphischen Fehlurteile wegen nicht erkannter Aufarbeitung der Formen in der Arbeit von H. Stradner 1959 : 475) zeigen, dass im unteren Oligocaen fast alle Discoasteriden als aufgearbeitet angesehen werden müssen.

Foraminifera. Der schlechte Erhaltungszustand gestattet oft nur eine Bestimmung der Gruppenzugehörigkeit (Berichte Prof. H. Hagn).

Spiroplectammina carinata (D'Orb.)	Wy 7 A 6
Spiroplectammina cfr. *deperdita* (D'Orb.)	Wy 7 B 1/3
Karreriella sp. indet.	Wy 7 A 2
Spiroloculina sp. indet.	Wy 7 A 1/1
Robulus sp. indet.	Wy 7 B 1/3
Bulimina ovata D'Orb.	BGLB 3/1
Bulimina sculptilis Cushman	BGLB 3/1
Bulimina sp. indet.	Jo 3 C 27 b; Wy 10 D 4, 20
Bolivina beyrichi Reuss	Jo 3 C 27 b; Wy 7 A 2
Bolivina cfr. *beyrichi* Reuss	Jo 3 C 21 b, 25 ab, 31 ab; Wy 7 A 3/1
Bolivina sp. indet.	Jo 3 G u
Eponides sp. indet.	Wy 7 A 6
Neoeponides schreibersii (D'Orb.)	Wy 7 A 4
Pararotalia lithothamnica (Uhlig)	BGLB 3/1
Angulogerina cfr. *oligocaenica* (Andreae)	Wy 10 D 3; Wy 7 A 6
Angulogerina sp. indet.	Jo 3 C 31 ab
Halkyardia minima (Liebus)[1]	BGLB 3/1
Chilostomella ovoidea Reuss	Wy 7 A 3/1
Globigerina cfr. *ampliapertura* Bolli	Wy 7 A 6
Globigerinae der *bulloides*-Gruppe	Wy 7 A 2, 3/1, 4, 6; Wy 7 B 1/3
Globigerina aff. *ciperoensis* Bolli	Wy 7 B 2; Wy 10 D 6; Wy 10 H 5
Globigerinae der *ciperoensis*-Gruppe	Wy 10 D 15, 16
Globigerina officinalis Subbotina	Wy 8 O
Globigerina cfr. *ouachitaensis* Howe & Wallace	Wy 10 H 5
Globigerinae der *ouachitaensis*-Gruppe	Wy 7 A 2, 3/1, 4, 6; Wy 7 B 1/1, 1/2, 1/3, 2; Wy 8 O; Wy 10 D 6, 15, 16
Globigerina sp. indet.	in allen Proben sind nicht näher bestimmbare Globigerinen gefunden worden
?*Globorotalia opima nana* Bolli	Wy 10 H 5
?*Globorotalia* der *opima*-Gruppe	Wy 7 B 1/1, 1/2
Anomalinoides sp. indet.	Wy 7 A 2
Cibicides sp. indet.	Wy 7 A 4

Porifera. In der Probe Wy 7 A 4 sind in den Schlämmrückständen Schwammnadeln gefunden worden.

Pteropoda. In verschiedenen Proben erkannte Herr Prof. Hagn zahlreiche nicht bestimmbare, verkieste Pteropoden.

Pelecypoda. Im Jordibruch (Probe Jo 3 C 3) wurde ein flachgedrückter, noch einzelne Schalenreste aufweisender Pelecypode gefunden, der wahrscheinlich dem Genus *Amussium* Bolten 1798 angehört.

[1] Herr J. Hardenbol, Rijksuniversiteit Utrecht, hat diese Bestimmung im Anschliff überprüft (briefl. Mitteilung vom 25. Juni 1964); ihm und Herrn Dr. C. W. Drooger, Utrecht, danke ich herzlich.

Pisces. Im Schlämmrückstand BGLB 3/1 sind Fischzähnchen gefunden worden. Im Tiefengraben (Wy 8 D) fand ich eine vereinzelte Fischschuppe, die nicht näher bestimmt worden ist.

5.42. Biostratigraphische Korrelationen

Das häufige Vorkommen von planktonischen Foraminiferen lässt die Frage auftauchen, ob wir die Jordisbodenmergel biostratigraphisch korrelieren können mit den Faunenzonen, die H. M. Bolli (in: Loeblich et al. 1957) in Trinidad und Eames et al. (1962) in E-Afrika aufgestellt haben.

C. W. Drooger (1956: 183) weist darauf hin, dass eine sichere interkontinentale Korrelation mit planktonischen Foraminiferen erst möglich sein wird, wenn in Europa die Planktonter-Arten und ihre stratigraphische Abfolge besser bekannt sein werden.

Die Diskussionen am «Symposium on Micropaleontological Lineages and Zones ...» des Neogenkongresses (Bern, Juni 1964; vgl. Résolutions de la 3e assemblée du Comité du néogène Méditerranéen à Berne) haben gezeigt, dass wir auch heute noch die planktonischen Foraminiferen des Neogens in Europa nicht genügend kennen; eine interkontinentale Korrelation ist vorläufig nicht möglich.

5.5. Chronostratigraphie

5.51. Alter der Goldeggsandsteine

Wie bereits im Abschnitt 5.331. erwähnt worden ist, konnte aus den Mergeln, die in die Goldeggsandsteine eingelagert sind, nur an einer Stelle (Proben Wy 7 P 1–5) eine Fauna gewonnen werden; die Fossilien sind sehr schlecht erhalten, so dass eine Alterbestimmung der Goldeggsandsteine nicht möglich ist.

5.52. Alter der Jordisbodenmergel

Betrachten wir die für eine Alterszuweisung wichtigen Fossilien der einzelnen Aufschlüsse und Aufschlussgruppen vom Liegenden zum Hangenden[1]:

5.521.1. Nahe der tektonischen Grenze subalpine Molasse–subalpiner Randflysch finden wir die Aufschlüsse im Lehmbruch (BGLB); die benthonischen Formen treten in der Fauna hervor: *Bulimina sculptilis* Cushman, *Bulimina ovata* D'Orb., *Pararotalia lithothamnica* (Uhlig), *Halkyardia minima* (Liebus); die Globigerinenfauna unterscheidet sich etwas von den übrigen Proben, spezifische Bestimmungen sind aber nicht möglich.

«Die Fauna der Fundstelle BGLB 3/1 gibt mit grosser Wahrscheinlichkeit ein ***Lattorfien-Alter*** an; sie ist am ehesten vergleichbar den Faunen von Häring i. T.» (Bericht von Herrn Prof. H. Hagn).

5.521.2. Ungefähr 450 m stratigraphisch höher liegt der Aufschluss am Jordibruch. Die Altersbestimmung kann sich nur auf *Bolivina beyrichi* Reuss (in Probe Jo 3 C 27 b) stützen:

«Unter den spärlich auftretenden benthonischen Formen ist die seltene, aber eindeutig bestimmbare *Bolivina beyrichi* Reuss die wertvollste: sie ist meines Wissens auf das Oligocaen und tiefe Aquitanien beschränkt; in der bayrischen Molasse tritt sie häufig auf» (Bericht von Herrn Prof. H. Hagn).

5.521.3. Die übrigen, für eine Datierung wertvollen Faunenelemente stammen aus einer im Streichen liegenden südlichen Zone (Wy 7 A, Wy 7 B 1–3, Wy 10 D, Wy 10 H, Wy 8 O; Koord. s. 5.41.), die ungefähr 470 m stratigraphisch über dem Jordibruch liegt. Auch hier tritt *Bolivina beyrichi* Reuss auf (Wy 7 A 2), daneben aber Globigerinen der *bulloides*-, der *ciperoensis*- und der *ouachitaensis*-Gruppen, sowie *Globigerina officinalis* Subbotina, ?*Globorotalia opima nana* Bolli und ? Globorotalien der *opima*-Gruppe.

[1] Als Arbeitshypothese wird hier angenommen, der ganze subalpine Randflysch bilde eine normal stratigraphiche Abfolge (vgl. 5.3.), da wie aus dem Folgenden hervorgehen wird (vgl. auch 5.35.), die Biostratigraphie keine Daten liefert, die für einen Schuppenbau sprechen würden und auch die übrigen Beobachtungen im Felde nicht eindeutig den Schluss zulassen, dass, abgesehen von kleinen Verschiebungen innerhalb der ganzen Abfolge, mehrere Schuppen vorliegen.

«Die pelagischen Faunenelemente bestimmen das Bild: es treten fast nur *Globigerinae* auf. Die Gruppen *Globigerina ciperoensis, G. ouachitaensis* und *G. officinalis* passen sehr gut ins Oligocaen. Wahrscheinlich sind die meisten Proben dem ***Rupélien*** zuzurechnen. Die Faunengemeinschaften erinnern sehr stark an solche aus den bayrischen Fischschiefern, die bei uns ins obere Lattorfien oder Rupélien gestellt werden.» (Bericht von Herrn Prof. H. Hagn.)

5.53. Bemerkungen zur Stufenzuordnung

5.531. ***Lattorfien***[1] (vgl. den Artikel von W. Hinsch im Lex. strat. intern. I, 5 h 1)

5.531.1. Der Stratotyp des Lattorfien lieferte eine reiche Megafauna, die von von Koenen (1889–1894) beschrieben worden ist, und eine Foraminiferenfauna, die Franke (1925: 150, 152 ff.) neu bearbeitet hat. Eine Korrelation I. Ordnung (Rutsch 1958: 116) der artenarmen Jordisbodenmergel-Fauna (Aufschlüsse Lehmbruch; vgl. 5.521.1.) mit der Fauna des Stratotyps aus dem norddeutschen Sedimentationsraum, der keine direkte Verbindung mit dem nordalpinen Becken hatte (vgl. W. Hinsch: 3), ist nicht möglich.

Herr Prof. H. Hagn gibt in seinem Bericht an, dass die Jordisbodenmergel-Fauna des Lehmbruchs am ehesten mit der Lattorfien-Fauna der inneralpinen Zementmergel von Häring i. T. vergleichbar sei. Eine Korrelation I. Ordnung der Zementmergelserie (Lattorfien–Rupélien) mit den Stratotypen der Stufen ist aber ebenfalls nicht möglich (vgl. Hagn et al. 1962: 428, 438, 440 ff.).

5.531.2. Krutzsch & Lotsch (1957: 493) versuchen, mit Sporen und Pollenuntersuchungen und einer Überprüfung der Fossillisten von von Koenen (1889–1894; fast das ganze Originalmaterial ging verloren) und Franke (1925) zu zeigen, dass der Stratotyp des Lattorfien eine Randfacies des Obereocaens sei.

H. Hagn (1960: 61) weist aber darauf hin, ohne im einzelnen auf diese Arbeit einzugehen, dass

1. es durchaus nicht sicher sei, dass die Molluskenfauna ein obereocaenes Alter anzeigt,
2. die Foraminiferenfauna nach der Darstellung von Franke einen deutlichen oligocaenen Einschlag erkennen lasse.

Weitere Untersuchungen müssen abgewartet werden (vgl. auch die Bemerkungen über die Stellung des Unteroligocaens in Hagn et al. 1962: 439 ff.).

5.532. ***Rupélien*** (vgl. den Artikel von J. de Heinzelin & M. Glibert im Lex. strat. intern. I, 4a VII)

5.532.1. Die Foraminiferenfauna der Tone von Boom (Typus des Rupélien, Dumont 1849; vgl. die Bemerkungen im Lex. strat. intern. I, 4a VII) ist von D. A. J. Batjes (1958: 74 ff., Taf. 3) untersucht worden. Der Vergleich der Fauna der südlichen Jordisbodenmergelzone (vgl. 5.521.3.) mit der Fauna der Tone von Boom stösst auf Schwierigkeiten, die eine Korrelation I. Ordnung (Rutsch 1958: 116) verunmöglichen (vgl. auch die Bemerkungen über intra- und interregionale Schichtparallelisierung von V. Pokorny 1958, 1: 42 ff.):

a) Die artenarme Fauna der südlichen Jordisbodenmergel-Zone in der die pelagischen Elemente vorwiegen, ist sehr schlecht erhalten; die am besten erhaltenen Formen lassen oft nur eine generische oder eine Gruppenbestimmung zu.

b) Die häufig auftretenden Globigerinen der Fauna der Tone von Boom (Batjes 1958: 161) sind wegen ihrer Kleinheit nicht bestimmt worden. Erwähnt werden einzig *Globigerinidae* der Gruppen *bulloides* D'Orb und *globularis* Roemer.

An benthonischen Foraminiferen finden sich in beiden Faunen: *Spiroplectammina carinata* (D'Orb.), *Bolivina beyrichi* Reuss, ferner aus der Jordisbodenmergel-Fauna unsicher bestimmt *Angulogerina oligocaenica* (Andreae).

[1] Nach den Angaben von Krutzsch & Lotsch (1957: 477) sollte, da die Gemeinde, in der die Typlokalität liegt, Latdorf heisst, korrekterweise der Stufenname Latdorfien geschrieben werden. In der Originalarbeit von K. Mayer-Eymar (1893: 8, 29) wird die Stufe Lattorfon genannt; ich verwende deshalb die auch im Lex. strat. intern. I, 5h 1 angegebene Schreibweise Lattorfien.

5.532.2. Herr Prof. Hagn vergleicht die Fauna der südlichen Jordisbodenmergel-Zone, die möglicherweise chronostratigraphisch ins Rupélien gehört, mit den Faunengemeinschaften der bayrischen Fischschiefer, die ins obere Lattorfien oder Rupélien gestellt werden. Wie aus den Beschreibungen dieser inner- und voralpinen Fischschiefer (Hagn 1953: 337; 1960: 69, 108, 157; Hagn et al. 1962: 427 bis 436 u. a.) hervorgeht, handelt es sich bei den chronostratigraphischen Einstufungen nicht um Korrelationen I. Ordnung mit den Stratotypen des Lattorfien und des Rupélien (Hagn et al. 1962: 438).

5.6. Bio- und Chronostratigraphie des fraglichen Schürflings im Subalpinen Randflysch

Der im Abschnitt 5.35. beschriebene Aufschluss lieferte eine gut erhaltene Kleinforaminiferen- und Ostrakodenfauna[1] (Probe Wy 7 B 4). Folgende für das obere Mitteleocaen (vgl. H. M. Bolli in Loeblich et al. 1957: 159) charakteristische Formen treten auf (Det. H. M. Bolli; 4. August 1962; Hasliberg):

Truncorotaloides topilensis (Cushman),
Globigerinatheka barri Brönnimann,
Globorotalia centralis Cushman & Bermudez.

Die stratigraphisch leitenden Ostrakoden sind nach H. J. Oertli (schriftlicher Bericht vom 29. Juli 1963) charakteristisch für Lutétien, was mit der oben erwähnten chronostratigraphischen Einstufung übereinstimmt; die Arten sind noch nicht veröffentlicht worden, aber aus Untersuchungen der SNPA gut bekannt.

Ausserdem sind gefunden worden (Det. H. H. Renz; 27. Juli 1962; Geol. Inst. Univ. Bern):

Buliminae der *jacksonensis* Cushman-Gruppe,
Uvigerinae der *gardnerae* Cushman-Gruppe;

Formen, die nach J. A. Cushman (1935: 97) und J. A. Cushman & F. L. Parker (1947: 40) eher auf oberes Eocaen weisen würden. Da wegen des schlechteren Erhaltungszustandes nur Gruppenbestimmungen möglich sind, haben diese Formen für die Altersbestimmung weniger Gewicht als die übrigen Faunenelemente.

5.7. Ablagerungsbedingungen

5.71. Ökologische Betrachtungen

Ökologische Folgerungen sind nur beschränkt möglich:

a) Wegen der Artenarmut, dem schlechten Erhaltungszustand und dem relativ weiten möglichen Lebensraum der meisten Foraminiferen.

b) Die Ökologie der für einen Vergleich in Betracht fallenden rezenten Foraminiferen ist noch wenig bekannt (vgl. F. L. Parker 1948: 228), zudem weiss man meist nicht (vgl. V. Pokorny 1958, 1: 135), ob die an rezenten Vertretern gewonnenen Daten auch für die fossilen Formen gelten.

5.711. Fauna des Lehmbruchs: Herr Prof. Hagn weist in seinem Bericht darauf hin, dass diese Fauna (vgl. 5.521.1.) wahrscheinlich einem Seichtwasserbereich (ähnlich dem Typus von Häring i. T.; vgl. H. Hagn 1960: 171) entstamme.

Über die Foraminiferen dieser artenarmen Fauna, in der die Benthosforaminiferen prozentual häufiger vertreten sind als in den Proben der südlicheren, stratigraphisch (?) höher liegenden (vgl. 5.521.) Jordisbodenmergel finden sich folgende Angaben:

a) Die Arten der Gattung *Bulimina* treten nach R. D. Norton (1930), W. A. Visser (1937), F. B. Phleger (1951 *a*), Phleger & Parker (1951) sowohl in seichten warmen, wie auch in tiefen kalten Gewässern auf. Genauere Angaben über *Bulimina ovata* (siehe: Norton 1930: 348, Florida und Westindien; Natland 1933: 227, San Pedro Bay, Südkalifornien); die Art tritt in Tiefen zwischen 9 und 60 Faden auf; nach Natland beträgt die Wassertemperatur am Boden zwischen 13.2–8.5 °C.

[1] Den Herren Prof. H. M. Bolli, Zürich, Dr. H. H. Renz, Gulf Oil Co., Corseaux s. Vevey, die die Foraminiferen bestimmten, und Herrn Dr. H. J. Oertli, SNPA, Pau (France), der die Ostrakoden untersuchte, danke ich herzlich.

b) Die Gattung *Halkyardia* ist nach Galloway (1933: 320) auf Seichtwasser beschränkt.

E. M. Thorp (1935: 57), H. S. Ladd (1936: 301), Crickmay et al. (1941: 92 bis 95), F. L. Parker (1948: 234), P. Brönnimann (1949: 27), F. B. Phleger (1951*b*: 67), E. L. Hamilton (1953: 218) und andere Autoren haben gezeigt, das planktonische Foraminiferen im allgemeinen (vgl. die Arbeit von F. D. Smith 1955) nicht als Tiefenindikatoren gebraucht werden können. Die minimalen Tiefenangaben für das Vorkommen von Globigerinen, wie sie von Thorp (1935; 15 Faden) und Ladd (1936; 50 Faden) angegeben werden, müssen vorsichtig bewertet werden, da durch Strömungen und Gezeiten planktonische Organismen in den Seichtwasserbereich verfrachtet werden können (Thorp 1935: 57; M. Brongersma-Sanders 1948: 19 ff.; Phleger 1951*a*: 68). Die umfassenden Untersuchungen von Phleger (1951*a*: 65 bis 67) haben gezeigt, dass in Bodenproben in einigen der untersuchten Profile im nordwestlichen Golf von Mexico der prozentuale Anteil der Planktonter in bezug auf die Gesamtfauna in Tiefen von 60 bis 100 m gross ist (z. B. bis zu 40% in der Traverse 9).

5.712. Für die Faunen aus den Proben der südlichen Jordisbodenmergel-Zone (vgl. 5.521.3) verweist Herr Prof. Hagn auf seine Bemerkungen über das Ablagerungsmilieu der Schönecker Fischschiefer (1960: 109): Er nimmt an, dass die Schönecker Fischschiefer, die wie die Jordisbodenmergel eine artenarme Fauna mit kleinwüchsigen Formen aufweisen, in der die planktonischen Elemente (Globigerinen, Pteropoden) viel häufiger vertreten sind als die benthonischen, nicht in einem normalen Biotop abgelagert worden sind. Er stützt sich dabei auf die Arbeiten von:

a) C. Beets (1942: 215), der annimmt, dass Sedimente mit einer armen Bodenfauna und einer reichen pelagischen Fauna in einem eher abgeschlossenen, seichten Becken abgelagert worden sind. Das Bodenwasser muss zeitweilig vergiftet gewesen sein, so dass benthonische Organismen nur an einzelnen Stellen leben konnten.

b) E. di Napoli-Alliata (1952: 21, 23, 27) der ähnlich zusammengesetzte Thanatocoenosen als in geschlossenen Becken entstanden betrachtet.
Der Reichtum an Pflanzenresten deutet zudem auf eine nicht allzuweit entfernte Küste hin.

Aus der Literatur über die Ökologie der Foraminiferen erhalten wir folgende Hinweise:

a) Nach den Angaben von J. J. Galloway (1933), W. A. Visser (1937), F. B. Phleger (1951*a*), Phleger & Parker (1951) kommen die meisten der rezenten Vertreter der Foraminiferen-Gattungen, denen die in den Jordisbodenmergeln gefundenen Arten angehören, sowohl in seichten wie auch in tiefen Meeresregionen vor.

b) Nach Coryell & Mossmann (1942: 233) ist die Gattung *Bolivina* typisch für Tiefen von ungefähr 400 Faden.

c) Für die Arten der Gattung *Angulogerina* gibt Galloway (1933: 378) an, dass sie in seichtem, warmem Wasser leben. Die Untersuchungen von Parker (1948, Taf. 1–4) haben aber gezeigt, dass an der NE-Küste Nordamerikas (Maine bis Maryland) der prozentual (bezogen auf die ganze ausgezählte Fauna) grösste Teil der Angulogerinen in Tiefen von 100–386 m auftritt.

d) Wie oben erwähnt worden ist, gestattet es das Auftreten der planktonischen Foraminiferen nicht, auf die Meerestiefe zu schliessen; auch die Pteropoden, die die meisten, nach K. Bonnevie (1910; zitiert nach Rutsch 1934: 313; vgl. auch die Bemerkungen über die Ablagerungsbedingungen der Ste-Croix-Schichten von Trinidad, p. 322), ein ökologisches Optimum in Tiefen kleiner als 250 m besitzen, geben keine sicheren Hinweise.

e) *Amussium* sp. indet.: F. Catzigras (1960: 143) hat gezeigt, dass einige Arten von *Amussium*, die im allgemeinen (Depéret & Roman 1928: 190) in tiefmeerischen Ablagerungen gefunden worden sind, auch im sublitoralen Bereich auftreten können.

f) Die Foraminiferen, vor allem die Globigerinen, scheinen kleinwüchsig zu sein. Von einer Zwergfauna dürfen wir aber ohne biometrische Untersuchungen nicht sprechen, da wir nachweisen müssten, dass die mittlere Grösse adulter Tiere innerhalb der Juvenilgrösse der normalwüchsigen Speziesvertreter liegt (vgl. P. Tasch 1953: 403, 1957: 373). Zudem kann die scheinbare Kleinwüchsigkeit dieser Fora-

miniferen unter Umständen auf mechanische Frachtsortierung zurückzuführen sein (Silt–Necrocoenosis, Tasch 1953: 403).

Da die Fossilien sehr stark pyritifiziert sind, dürfen wir annehmen, dass ein geringer Gehalt an Eisenionen im Wasser, der, wie Tasch und andere (vgl. Tasch 1953: 425ff.) nachgewiesen haben, eine Zunahme der das Grössenwachstum hemmenden Faktoren bewirkt, vorhanden gewesen ist; umfassendere Untersuchungen müssten dies abklären.

Zusammenfassung: Die vorliegenden Faunen sind möglicherweise in Tiefen zwischen 100 und 250 m abgelagert worden, vielleicht in mehr oder weniger abgeschlossenen Becken (vgl. Beets 1942, di Napoli-Alliata 1952) mit ungünstigen Bodenbedingungen (vgl. C. Lalicker 1948: 54), die einer Entwicklung der benthonischen Foraminiferen hinderlich waren. Z. Reiss[1] nimmt ebenfalls an, dass eventuell ungünstige Bodenbedingungen die Faunen beeinflusst haben.

Es wäre aber auch möglich, dass es sich um Tiefwassersedimente handelt (vgl. die Bemerkungen im nächsten Abschnitt); Phleger (1951 *b*) und Ericson et al. (1961: 252) weisen darauf hin, dass Seichtwasserorganismen, *durch Trübeströmungen verfrachtet*, neben pelagischen Foraminiferen vorkommen können.

5.713. Über die Ablagerungsbedingungen von Sedimenten des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes (vgl. 5.81.) sind auf Grund ökologischer Überlegungen folgende Angaben veröffentlicht worden:

B. Peyer (1957: 45) nimmt auf Grund der in den Glarner Fischschiefern (oberster Abschnitt des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes, vgl. den Artikel von F. Frey & W. Leupold über den Sandstein-Dachschiefer-Komplex und den Artikel Glarnerschiefer von F. Frey im Lex. strat. intern. I, 7c) gefundenen Fische an, dass diese Sedimente in ziemlich tiefem Wasser, aber nicht weit von der Küste entfernt, abgelagert worden sind.

R. Zangerl (1958: 27) weist dagegen auf Grund seiner Untersuchung der Schildkröten darauf hin, dass die Glarner Fischschiefer wahrscheinlich in einem wenig tiefen Meer abgelagert worden sind, wobei das Vorhandensein von lokalen Tiefen nicht ausgeschlossen werden kann. Zudem haben wahrscheinlich anaërobe Grundverhältnisse geherrscht.

D. Rigassi (1957: 179) nimmt für die dem Sandstein-Dachschiefer-Komplex angehörenden Marnes à Foraminifères (Saunoisien inf.) am Pont de Naves (vgl. den oben erwähnten Artikel im Lex. strat. intern.) auf Grund des Verhältnisses planktonischer Foraminiferen zur Gesamtzahl der Foraminiferen einer Probe (vgl. Grimsdale & van Morkhoven 1955) eine Ablagerungstiefe zwischen 40 und 70 m an; er erwähnt, dass die interner gelegenen Marnes à Foraminifères wahrscheinlich in Tiefen von mindestens 500 m abgelagert worden sein müssen.

Charollais & Wellhauser (1962: 35, Fig. 3) und J. J. Charollais (1963: 717) geben für die Marnes à Foraminifères im östlichen Massif des Bornes ebenfalls auf Grund des Verhältnisses planktonischer zu benthonischen Foraminiferen eine an der Basis ca. 50 m, im Dach ça. 1300 m betragende Ablagerungstiefe an.

Wie oben erwähnt worden ist, haben viele Autoren auf die zahlreichen möglichen Verlagerungen von Seichtwasserorganismen in tiefmeerische Bezirke und von pelagischen Organismen in Seichtwasserbereiche hingewiesen; die Methode von Grimsdale & van Morkhofen (1955) auf Grund des Verhältnisses pelagischer zu benthonischen Foraminiferen auf die bathymetrischen Verhältnisse fossiler Albagerungsmilieus zu schliessen, scheint deshalb fragwürdig. Für die südliche Jordisbodenmergel-Zone müssten wir nach dieser Methode (genaue Prozentzahlen sind nicht berechnet worden) eine Ablagerungstiefe von ungefähr 900 bis 1200 m annehmen, für die Sedimente im Lehmbruch (s. oben) ungefähr 40 bis 100 m, was allerdings mit den oben erwähnten spärlichen Angaben übereinstimmt.

5.72. Sedimentologie

5.721. Wie bereits im Abschnitt 5.222. erwähnt worden ist, finden sich in den Jordisbodenmergeln vereinzelt feinkörnige Sand-Siltsteine, die eine Rippel-Drift-Kreuzschichtung zeigen, die am besten dem von Walker (1963: 176) beschriebenen Typus 2 entspricht (Rippelwinkel auf der Leeseite ca. 15°; Rippelindex 8–9; diese Zahlen stützen sich auf wenige Beobachtungen; Luvseite im allgemeinen erodiert). Walker gibt

[1] Briefliche Mitteilung von Herrn Dr. Z. Reiss, Geol. Survey of Israel, Jerusalem. Ich danke Herrn Dr. Reiss bestens für seine freundliche Hilfe.

folgende Entstehungsbedingungen an: seichtes Wasser, hydrodynamische Verhältnisse, die zwischen Traktions- und Trübeströmungen liegen. Weitere sedimentogene Strukturen, die auf Ablagerung in einem seichten Milieu deuten würden, z. B. symmetrische, durch Wellen entstandene Rippelmarks, Grossrippeln, Gezeiten-Kreuzschichtung, mäandrierende Rinnen konnten weder in den Jordisbodenmergeln noch in den Goldeggsandsteinen beobachtet werden. Die schlechten Aufschlussverhältnisse gestatten es allerdings nicht, zu behaupten, dass diese Strukturen im ganzen Bereich des subalpinen Randflysches fehlen.

5.722. Das Fehlen von sedimentogenen Strukturen wie sie für Seichtwasser-Ablagerungen typisch sind (vgl. Kuenen 1958: 1012, 1959; van Straaten 1959: 197ff.), lässt es als zweifelhaft erscheinen, dass die Mikrobrekzien und Mikrokonglomerate (vgl. 5.231.) in untiefem Wasser in der Nähe einer Küste abgelagert worden sind.

Um das wiederholte Auftreten von lithologisch nicht unterscheidbaren Goldeggsandstein-Horizonten zu erklären (vgl. jedoch 5.35.), müssen wir entweder sich wiederholende gleichartige Sedimentationsbedingungen im Vor- und Rückland annehmen mit Reliefänderungen im Rückland, die den Wechsel der Zusammensetzung des Detritus erklären würden, oder an eine Entstehung der Sandsteine und Mikrokonglomerate durch Turbidity Currents (eventuell als Fluxoturbidite Dzulynski et al. 1961: 1114; vgl. 5.731.) denken; diese Erklärung scheint eher wahrscheinlich.

5.723. A. Radomski (1961: 454ff.) weist darauf hin, dass die Ansichten über die Ablagerungsbedingungen im Becken des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes (vgl. 5.81.) von F. de Quervain (1928: 75), der die Taveyannazsandsteine als küstennah abgelagerte Sedimente auffasst (er weist allerdings darauf hin, dass nicht alle Beobachtungen mit dieser Auffassung übereinstimmen) und W. Brückner (1952: 37), der diese Flyschsedimente als Deltabildungen bezeichnet, da keine sedimentogenen Strukturen gefunden worden sind, die auf Seichtwasser-Milieu hinweisen, angezweifelt werden müssen.

Er nimmt für die Sedimente des untern Teils des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes (vgl. den Artikel von Frey & Leupold im Lex. strat. intern. I, 7c) des Glarnerlandes (Nüschenstock, vgl. G. A. Styger 1961) an, dass sie in relativ tiefem Wasser von Turbidity Currents abgelagert worden seien; die weiter westlich in der Kiental-Region abgelagerten Sedimente zeigen allerdings die Charakteristika von Turbiditen nicht sicher (vgl. Kuenen & Migliorini 1950, Kuenen & Menard 1952, Kuenen & Carozzi 1953). Trotzdem glaubt Radomski auf Grund seiner Strömungsrichtungs-Messungen annehmen zu dürfen, dass der Detritus von SW her durch longitudinale Turbidity Currents in der Beckenachse gegen NE verfrachtet worden sei. Der obere Teil des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes, die Altdorfersandsteine (vgl. den oben erwähnten Artikel des Lex. strat intern.), ist nicht genauer untersucht worden, nur die Strömungsrichtungen sind eingemessen worden. Sie lassen vermuten, dass die Altdorfersandsteine ebenfalls als Ablagerungen eines Trübestromes (s. unten) betrachtet werden müssen.

5.73. Zusammenfassende Betrachtungen

5.731. Wenn in den vorhergehenden Abschnitten vom subalpinen Randflysch gesprochen worden ist, drängt sich die Frage auf, ob es sich bei diesen Sedimenten überhaupt um Flysch handelt?

Die wichtigsten Definitionen des Flysches finden wir bei J. Tercier (1947: 168), P. H. Kuenen (1958: 329), vgl. auch die Zusammenstellung der Charakteristika des Flysches bei R. Trümpy (1960: 873). Im folgenden sollen die für Flyschablagerungen typischen und atypischen Merkmale des subalpinen Rand-«Flysches» erwähnt werden:

Wie die Altersbestimmungen zeigen, handelt es sich bei den Goldeggsandsteinen und Jordisbodenmergeln wie bei den Flyschablagerungen um präparoxysmale, vielleicht initial-paroxysmale (vgl. F. Allemann 1957: 135), in einer Geosynklinale abgelagerte, marine Sedimente. Anzeichen eines Brackwassereinflusses sind keine gefunden worden. Die Ablagerungen erreichen bedeutende Mächtigkeit (1300 m, Verschuppung?, vgl. 5.31. und 5.35.).

Lithologie: Feinkörnige, wenig mächtige (cm-Bereich), massige bis laminierte Sandsteine und wenig mächtige (cm-Bereich), z. T. schiefrige Mergel sind regelmässig wechselnd abgelagert worden (vgl.

Typusprofil der Jordisbodenmergel, 5.222.). Zwischen diesen, eine regelmässige Wechsellagerung zeigenden Schichtpaketen (Mächtigkeiten s. 5.31.) finden sich mehrere mikrobrekziöse, massige, ungefähr 15 bis 150 m mächtige, lithologisch voneinander nicht unterscheidbare Goldeggsandstein-Horizonte (? lateral auskeilend); die Komponenten der Geröllfraktion sind im allgemeinen mässig bis schlecht gerundet, und der Sortierungsgrad ist schlecht (vgl. 5.231.): typische Merkmale der Flyschsandsteine (M. Rech-Frollo 1953: 542). Die Goldeggsandsteine zeigen eine Matrix: es handelt sich um Grauwacken (im Sinne von Pettijohn 1957: 301, vgl. die Bemerkungen im Abschnitt 1.33.), wie sie im Sandstein-Dachschiefer-Komplex häufig auftreten (R. Trümpy 1958: 349, 1960: 879), in typischen Flyschablagerungen der Alpen aber eher selten sind (Trümpy 1960: 873).

Paläontologie: Typisch für den Flysch ist das Fehlen einer autochthonen benthonischen Fauna (Trümpy 1960: 873). In den Jordisbodenmergel-Faunen treten vereinzelte benthonische Foraminiferen auf, einzig im Lehmbruch sind sie häufiger (s. oben). Ob es sich dabei um umgelagerte (nicht aufgearbeitete) Organismen handelt oder um autochthone, kann nicht entschieden werden.

Sedimentogene Strukturen: Gradierungen und Bodenmarken sind vor allem typisch für die durch Turbidity Currents entstandenen Flyschablagerungen; kleine Schrägschichtungen (small scale current-bedding), wie sie oben beschrieben worden sind, treten oft in den jüngsten Flyschablagerungen der Alpen auf (Trümpy 1960: 874). Eine makroskopisch erkennbare Gradierung fehlt fast (vgl. 5.32.) vollständig; es fehlen, soweit dies bei den schlechten Aufschlussverhältnissen gesagt werden kann, alle Bodenmarken, ausser den vereinzelt beobachteten «load casts».

Kuenen & Carozzi (1953), Kuenen (1958), Dzulynski et al. (1959), Ericson et al. (1961) weisen darauf hin, dass in vielen Flyschablagerungen einzelne Charakteristika, wie sie im allgemeinen in Turbiditen angetroffen werden, fehlen können. Ericson et al. (1961: 252) haben im Tiefseedelta des submarinen Hudson Canyons Sandschichten gefunden, deren Gradierung nur mit mechanischen Analysen nachgewiesen werden konnte. Kuenen, der 1958 (p. 329) darauf hinweist, dass viele Flysche der Schweizer Alpen nur schlecht gradiert sind, hat schon 1953 (Kuenen & Carozzi 1953: 366) erwähnt, dass eine Gradierung sich nur dann ausbilden kann, wenn der Transportweg genügend lang ist.

Wegen des Fehlens der meisten charakteristischen sedimentogenen Strukturen und des Auftretens einer nur ? umgelagerten Bodenfauna können diese Sedimente nicht als typische Flyschablagerungen betrachtet werden.

P. Arbenz (1934: 112) hat schon darauf hingewiesen, dass die Gruppe der Altdorfersandsteine, Taveyannazsandsteine und Dachschiefer zu Unrecht zur Flyschgruppe gestellt werde. J. Tercier (1947: 192) übernimmt diese Kritik, weist aber darauf hin, dass diese Sedimente seiner Ansicht nach eine Stellung zwischen eigentlichem Flysch und der jüngern Molasse einnehmen. Auf diese Zwischenstellung weisen auch R. Trümpy (1958: 349) und F. Allemann (1957: 135) hin.

Wie R. F. Rutsch (1961: 14) gezeigt hat, ist die Molassesedimentation sehr fazieslabil; ihr Charakter wird in hohem Masse durch fluviatile Einflüsse bestimmt. In der subalpinen Randflyschzone können wir keines dieser typischen Merkmale nachweisen.

Da Radomski (1961, s. oben) gezeigt hat, dass wenigstens die basalen Teile des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes, trotzdem oft die charakteristischen Merkmale von Flyschablagerungen fehlen, wahrscheinlich durch Turbidity Currents abgelagert worden sind und diese basalen Glieder sich ohne Unterbruch in die jüngeren Altdorfersandsteine fortsetzen (vgl. G. Styger 1961; F. Frey & W. Leupold, Artikel Sandstein-Dachschiefer-Komplex im Lex. strat. intern. I, 7c), die ich als stratigraphische Äquivalente (vgl. 5.81.) der Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine auffasse, betrachte ich diese Sedimente als *atypische Flyschablagerungen* (vgl. auch die Bemerkungen über die Obergrenze des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes im Abschnitt 5.93.).

A. Radomski (1961: 456) nimmt auf Grund seiner Strömungsrichtungs-Messungen im oberen Teil des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes (Altdorfersandstein) folgende Ablagerungsverhältnisse an:

In der Region von Gitschental (bei Altdorf) muss eine schmale canyonartige Eintrittsstelle, durch die die Sedimente ins Ablagerungsbecken glitten, bestanden haben (vgl. Gorsline & Emery 1959, H. W. Menard 1960). Die gleitenden Massen haben sich in Trübeströmungen umgewandelt, die sich fächerförmig ausbreiteten; die laterale Ausdehnung kennen wir nicht.

Ob weitere solche Eintrittsstellen bestanden haben, d.h. ob eine laterale Zufuhr des Detritus mit, zwischen den durch die Trübeströmungen entstehenden Fächern, longitudinaler Ausbreitung auf der ganzen Erstreckung des parallel dem Orogenrande liegenden Beckens angenommen werden kann, bleibt abzuklären. Das Fehlen einer gut ausgebildeten Gradierung könnte bei einer lateralen Zufuhr durch den kurzen Transportweg erklärt werden.

Da die Goldeggsandsteine (vgl. Abschnitte 5.331. und 5.332.) unter Umtänden nicht zusammenhängende Horizonte bilden, liesse sich auch denken, dass sie als Fluxoturbidite, wie sie von Dzulinski et al. (1961: 1114) beschrieben werden, entstanden sind; eine laterale, von der Sedimentationsrichtung der umgebenden Jordisbodenmergel eventuell abweichende Zufuhr, d.h. ein kurzer Transportweg und ein wahrscheinlich steiler Beckenrand müsste angenommen werden. Der Charakter der Goldeggsandstein-Massen: relativ grosser Korndurchmesser, massig bis dickbankig geschichtet, wenig mergelige bis feinsandige Einlagerungen, keine Strömungsmarken, einige «load-casts», fehlende Gradierung, das Auftreten von unregelmässig begrenzten mikrobrekziösen Linsen innerhalb der Sandsteine, entspricht sehr gut der Beschreibung der Fluxoturbidite.

Schwierig zu erklären bleibt die Konstanz der Zusammensetzung der Mikrobrekzien (vgl. Vuagnat 1952), wenn wir eine Entstehung als Fluxoturbidite und damit verschiedene Zufuhrstellen des Detritus längs des Beckens annehmen.

5.732. Bathymetrie: Die Jordisbodenmergel dürften, z.T. wenigstens, in seichtem Wasser abgelagert worden sein (Sedimente des Lehmbruchs, vgl. 5.711.). In der südlichen Jordisbodenmergel-Zone deuten die einzelnen Kreuzschichtungen (vgl. 5.721.) ebenfalls auf seichtes Milieu hin, während wir für die Ablagerungen der Goldeggsandsteine durch Turbidity Currents Tiefen von mindestens 200 m (Kuenen 1959: 193) annehmen müssen: die ökologischen Angaben über die Foraminiferen und die sedimentogenen Kriterien der südlichen Jordisbodenmergel-Zone genügen nicht, um sichere Angaben über die Ablagerungstiefe zu geben.

5.8. Fortsetzung der subalpinen Randflysch-Zone

5.81. Zugehörigkeit zum Sandstein-Dachschiefer-Komplex

Der subalpine Randflysch lässt sich weder nach SW noch nach NE kontinuierlich verfolgen (s. unten). Das Auftreten der für die höhern Teile des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes (= höhere Teile des nordhelvetischen Flysches Vuagnat 1952; vgl. Abschnitt 5.91., ferner den Artikel Sandstein-Dachschiefer-Komplex von F. Frey & W. Leupold im Lex. strat. intern. I, 7c) typischen Grès du Val d'Illiez Vuagnat (1952), das unter- bis ?mitteloligocaene Alter und die tektonische Stellung zwischen subalpiner Molasse und ultrahelvetischem Flysch zeigen, dass der subalpine Randflysch als tektonisch nach N verfrachteter Teil des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes aufgefasst werden muss; ich verweise auf die zusammenfassende Darstellung im oben erwähnten Artikel des Lex. strat. intern. und auf die zugehörigen Artikel, auf die die Autoren verweisen.

5.82. Fortsetzung nach Westen im subalpinen Gebiet

Die westlich an mein Gebiet anschliessende Region ist von J. Tercier (Geol. Atlasblatt, 1:25000, Gurnigel; Tercier & Bieri 1961) untersucht worden. Vergleichsbegehungen in dieses Gebiet haben gezeigt:

a) dass die von Tercier ins Chattien gestellten Sedimente im Lehmbruch sowie im Wolfsbödeli (Koord. SA 602.370/178.100; 602.425/177.930; 602.410/177.800; 602.300/177.850) und im Meierislibruch (Koord. SA 602.490/176.520) dem subalpinen Randflysch angehören. Es handelt sich um Mergel wechsellagernd mit feinkörnigen Sandsteinen, ähnlich wie ich sie aus dem Jordibruch (5.222.) beschrieben habe; sie sind tektonisch allerdings stärker beansprucht; es gelang (vgl. 5.41.) sowohl im Lehmbruch wie im Meierislibruch aus den Mergeln Foraminiferen zu gewinnen;

b) dass weiter westlich der subalpine Randflysch, sofern es sich nicht um eine lateral begrenzte Schuppe handelt, wahrscheinlich von den weiter nach Norden überschobenen Préalpes externes überdeckt worden ist. Folgende Gebiete sind begangen worden (s. Karte Tercier & Bieri 1961): Seligraben, Wyssenbach-

graben, Furrersgraben, Schwarzwassergraben, Schwarzenbühl (Koord. SA 595.800/177.480) – Lauetli (SA 595.000/177.600) – Kalchhubel (SA 594.300/177.825) und der gegen die Sense E Plaffeien abfallende Hang (Gopplismatt, SA 589.890/176.670; Heineli SA 589.575/174.660). Im westlichen Abschnitt, bis zum Lauetli, wäre es möglich, dass die subalpine Randflysch-Zone von quartären Ablagerungen oder von verrutschtem ultrahelvetischem Flyschschutt bedeckt wird. Lesegesteine des subalpinen Randflysches, typisch sind die mikrobrekziösen Goldeggsandsteine, sind aber keine gefunden worden. Im östlichen Teil (Kalchhubel und Heineli) ist der Gurnigelflysch direkt auf die subalpine Molasse geschobenworden.

Lithologisch ähnliche Sedimente in tektonisch gleicher Stellung sind aus der Gegend von Clarens–Cucloz–Châtel-St-Denis–Bulle–Villarvolard beschrieben worden von J. Tercier (1928: 76), A. Lombard (1937: 130; 1940: 88), L. Mornod (1946: 144; 1949: 66), P. Corminbœuf (1959: 271), Ch. Emmenegger (1962: 119).

Tercier (1928) betrachtet die polygene Konglomerate führenden Grès de la Guiga als laterale Fazies der Grès de Vaulruz, die nach H. G. Stehlin (1938: 293) der unterstampischen Molasse angehören. Lombard (1937; 1940) fasst die unter dem ultrahelvetischen Flysch der Berra gelegenen polygenen Konglomerate von Cucloz (Grès de la Guiga p.p.) als Äquivalente des autochthonen priabonen Flysches von La Clusaz (Hte-Savoie) auf. Mornod (1945, 1949) stellt fest, dass die Couches de Villarvolard (= Flysch subalpin = Flysch subhelvétique = Série de Cucloz = Grès de la Guiga p.p.) nicht mit dem autochthonen Priabonien von La Clusaz korreliert werden dürfen. Er nimmt, ohne paläontologische Belege, an, dass die Couches de Cucloz–Villarvolard (polygene Mikrokonglomerate, grob- und feinkörnige polygene Sandsteine, Tonschiefer und Mergel), die zwischen der subalpinen Molasse und den Préalpes Externes liegen, chronostratigraphisch ins Lattorfien gehören und dem helvetischen Ablagerungsraum entstammen.

P. Corminbœuf (1959) gelang es, aus den Mergeln der Couches de Cucloz–Villarvolard eine Mikrofauna zu gewinnen, die auf ein paleocaenes Alter der Sedimente weist. Aus paläogeographischen Gründen muss er deshalb annehmen, dass diese tektonische Einheit aus dem ultrahelvetischen Ablagerungsraum stammt. Die lithofazielle Übereinstimmung[1] der Couches de Cucloz–Villarvolard mit Sedimenten des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes (vgl. den Artikel Sandstein-Dachschiefer-Komplex im Lex. strat. intern. I, 7 c) lässt mich an der von Corminbœuf angenommenen ultrahelvetischen Abkunft und damit an dem von ihm angegebenen Alter zweifeln[2]. Weitere Untersuchungen müssen zeigen, ob sich seine Resultate bestätigen werden (vgl. auch die Kritik im oben erwähnten Artikel des Lex. strat. intern.).

SW des Genfersees erwähnt A. Lombard (1937: 130; 1940: 18, 88) zwischen subalpiner Molasse und den Préalpes bei Bellevue eine Schuppe, aus polygenen Konglomeraten bestehend, die er auf Grund einiger Grossforaminiferen ins Priabonien stellt und mit den Taveyannazsandsteinen von La Clusaz vergleicht.

---

[1] Vgl. die Angaben über die Lithofazies im Abschnitt 5.231.

[2] Auf einer Exkursion in das Untersuchungsgebiet von L. Mornod und P. Corminbœuf haben F. Scherer und ich aus den von P. Corminbœuf beschriebenen Couches de Cucloz–Villarvolard am Diron, an der vom Autor angegebenen Fundstelle 2 (1959, Fig. 1, Tab. 1, LK Blatt Moudon, 563.650/160.930) eine Probe genommen und ausgeschlämmt. Probe und Mikrofossilien sind deponiert: Geol. Inst. Univ. Bern, Coll. Blau/Scherer: Exkursion ins Gebiet von Bulle und Savoyen, Handstück Nr. MB 10/2; Mikrozellen Nrn. MB 10/2, 17 964/1–5, 7 in Coll. Blau, Nat. hist. Mus. Bern). Die gefundenen Mikroorganismen sind Herrn Dr. Z. Reiss, Geol. Surv. Israel, Jerusalem, dem wir für seine freundliche Hilfe bestens danken möchten, vorgelegt worden.

Herr Dr. Z. Reiss teilte uns am 24. Juni 1962 folgenden Befund brieflich mit:

Die Fauna ist sehr reich und enthält *Globigerina officinalis*, *Globigerina* ex. gr. *praebulloides*, *Globigerinita* cf. *martini* (sehr selten), *Globorotaloides* sp.; ferner die benthonischen Foraminiferen *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Cibicides* aff. *lobatulus*, *Conorboides* sp., *Bolivina* cf. *cookei*, *Valvulina* sp., einige Ostrakoden und wenige Radiolarien.

Die Globigerinen, *Globigerinita* cf. *martini* und *Bolivina* cf. *cookei* (eine Art der berippten Bolivinen-Gruppe, wie sie vor dem Obereocaen nie bekannt geworden sind) scheinen ziemlich deutlich auf das oligocaene Alter dieser Probe zu deuten. Ökologie: normal marin, höchstwahrscheinlich nicht tiefes Wasser, ungünstige Bodenbedingungen.

Dieses Ergebnis weist darauf hin, dass die Altersangabe von P. Corminbœuf (1959) neu überprüft werden muss. Da Corminbœuf von dieser Fundstelle (Taf. 1) ausser *Globorotalia compressa* (Plummer) keine weitern sicher auf Paleocaen weisenden Formen angibt (*Globigerina triloculinoides* ist sehr leicht mit *G. officinalis* zu verwechseln) kann nicht gesagt werden, ob die paleocaenen Globorotalien-Faunen im ganzen Bereich der Couches de Cucloz–Villarvolard als aufgearbeitet betrachtet werden müssen.

Herr P. Corminbœuf, dem ich auch hier für seine zahlreichen Hinweise und eine Führung durch sein Gebiet bei einer gemeinsamen Exkursion des Freiburger und des Berner Geol. Institutes danken möchte, will die Globigerinenfauna einiger anderer Fundstellen von einem Spezialisten überprüfen lassen.

Diese Alterszuweisung muss überprüft werden, nachdem die Fossilfunde von L. Moret (1934: 42ff.), D. Rigassi (1957), Charollais & Wellhauser (1962: 35, vgl. auch J. J. Charollais 1963: 717) im autochthonen Gebiet von Hochsavoyen (Montagne de Veyrier, Pont de Naves, Massif des Bornes) gezeigt haben, dass die Marnes à Foraminifères im Liegenden der Schistes à Meletta und der Schistes marno-micacés, in die polymikte Konglomerate vom Typus Val d'Illiez (Vuagnat 1952: 20) eingelagert sind, vielleicht ins obere Priabonien (H. Hagn in Charollais & Wellhauser 1962: 37), wahrscheinlich aber ins Lattorfien, sowohl die von Moret wie auch die von Hagn bestimmte Foraminiferen-Vergesellschaftung weist Ähnlichkeiten mit der unteroligocaenen Fauna von Häring i. T. auf, zu stellen sind.

5.83. Fortsetzung nach Osten im subalpinen Gebiet

Sedimente, die typisch für den subalpinen Randflysch wären, habe ich im Gebiet zwischen Gürbe und Aare nicht gefunden (vgl. 3.52.).

Nordöstlich des Thunersees hat P. Beck (1911*a*: 60, 1912: 125) die subalpine Flyschzone am Fusse des Sigriswilergrates beschrieben; dieses Gebiet wird in der Dissertation meines Studienkameraden F. Scherer behandelt werden, der die Untersuchungen von R. Reber (1964) ergänzen wird.

Im subalpinen Randflysch zwischen Emme und Thunersee, in dem 3 Faziesbereiche unterschieden werden können, hat R. Reber (1964) aus Fleckenmergeln (p. 110) eine Kleinforaminiferenfauna gewonnen, die Eckert (in Reber 1964: 133) als charakteristisch für das Priabonien beschreibt. Es bleibt abzuklären, ob die Fleckenmergel, die (Taf. II und Fig. 6) dem Flysch mit Grobsandfazies angehören, der Flysch mit Taveyannazsandsteinen und der Flysch mit Habkerngranit (vgl. p. 136, 143) als heterope Ablagerungen aufgefasst werden dürfen, wie dies der Autor annimmt. Reber stützt allerdings die chronostratigraphische Einstufung aller Flyschfaziesbereiche des subalpinen Randflysches zwischen Emme und Thunersee, indem er nachweist, dass Discoasteriden, die für das oberste Eocaen leitend sind, überall auftreten. E. Martini (1960: 68; 1961: 27) und H. Stradner (1959: 473) weisen aber darauf hin, wie häufig Discoasteriden im obern Eocaen und im Oligocaen aufgearbeitet sind und wie schwierig solche Aufarbeitungen zu erkennen sind.

In der östlichen Fortsetzung, an der Basis der Schrattenfluh, hat M. Furrer (1949) den subalpinen Flysch bearbeitet; die von ihm beschriebenen (vgl. 5.33.) grünlichen Sandsteine (p. 124) gehören[1] wahrscheinlich in die Gruppe der Grès du Val d'Illiez Vuagnat (1944: 428). Auf Grund der von ihm und früheren Autoren gefundenen Foraminiferenfauna weist er den ganzen Flyschanteil des subalpinen Randflysches ins Priabonien. H. Bolli (1950: 105 bis 107) weist darauf hin, dass dieser Altersbestimmung, da Aufarbeitungsvorgänge möglich sind, noch eine gewisse Unsicherheit anhaftet.

NNE der Schrattenfluh hat A. Holliger (1954, 1955) die subalpine Molasse und den Alpenrand in der Gegend von Flühli untersucht. Den unter der Kreide der Randkette anstehenden subalpinen Flysch betrachtet er als Fortsetzung des subalpinen Flysches nördlich der Schrattenfluh (Furrer 1949). Paläontologische Belege für eine chronostratigraphische Eingliederung sind keine gefunden worden. An der Basis der tektonisch darunter liegenden, 1500 + x m mächtigen Hilfern-Schuppe erwähnt A. Holliger im Hellschwandbachgebiet 400 m Tonmergel mit sandigen Zwischenlagerungen und «Porphyrites arborescentes[2]». Diese Tonmergelserie betrachtet er als das normale Liegende der Horwer-Schichten (Rupélien)[3] und weist sie mit Vorbehalt dem Lattorfien zu.

[1] 2 Schliffe aus dem 3. Schybengraben (siehe Furrer, Fig. 7, p. 134), Höhe 1350 und 1370 m ü. M. (MF 2, MF 3, Coll. R. V. Blau) sind mikroskopiert worden: Gehalt an vulkanischen Komponenten kleiner 50%, Albit-Chlorit-Diabase verschiedener Strukturtypen: es handelt sich um Grès du Val d'Illiez Vuagnat (1952: 34). Da die lithologische Beschreibung der grünlichen Sandsteine von Furrer sehr allgemein gehalten ist, bleibt es fraglich, ob alle grünlichen Sandsteine im subalpinen Flysch unter der Schrattenfluh den Grès du Val d'Illiez angehören.

[2] Auf einer Exkursion habe ich am rechten Ufer des Hellschwandbaches (Höhe ungefähr 1010–1030 m) Gesteine gefunden, die makroskopisch den Goldeggsandsteinen sehr ähnlich sind. Die mikroskopische Untersuchung zeigte (Schliffe AH 1a, 1d, Coll. R. V. Blau), dass es sich um Grès du Val d'Illiez Vuagnat handelt.

[3] Die im nördlich dieses Gebietes gelegenen Steinibach gefundenen Fische, die M. Leriche (1927) und W. Weiler (in Fröhlicher & Weiler, 1952) untersucht haben, gestatten diese Zuordnung. Wie R. F. Rutsch (1961: 30) gezeigt hat, handelt es sich dabei nicht um eine stratigraphische Korrelation I. Ordnung.

Es bleibt zu untersuchen:

a) ob es sich tatsächlich um die normale Unterlage der Unteren Meeresmolasse handelt (vgl. R. F. Rutsch 1962: 13),

b) ob die Sedimente der Tonmergelserie dem Sandstein-Dachschiefer-Komplex angehören (vgl. den entsprechenden Artikel von F. Frey & W. Leupold im Lex. strat. intern. I, 7c),

c) welcher Art die Beziehungen zwischen dem tektonisch über der Hilfern-Schuppe folgenden subalpinen Flysch und der an der Basis dieser Schuppe liegenden Tonmergelzone sind.

5.84. Fortsetzung der subalpinen Randflysch-Zone in der parautochthonen und helvetischen Region

Die Zugehörigkeit des subalpinen Randflysches zum Sandstein-Dachschiefer-Komplex ist bereits diskutiert worden (vgl. 5.81.). Lithofaziell zeigt es sich, dass dieser Flysch, charakterisiert durch die Mikrobrekzie der Goldegg, dem obern Teil der Altdorfersandsteingruppe (ohne basale Altdorfersandsteine) im Linthal im Sinne von G. A. Styger (1961: 13, 119/120), dem obern Teil der Sandsteine von Attinghausen, Bürglen und Elm (vgl. die entsprechenden Artikel von F. Frey & W. Leupold im Lex. strat. intern. I, 7c), dem obern Teil der Gruppe der untern Altdorfersandsteine in der Zentral- und Ostschweiz im Sinne von W. Brückner (1946: 68/69) und dem obern Teil der Grès d'Altdorf inf. im Val d'Illiez im Sinne von W. Brückner (1946: 68/69) und M. Vuagnat (1952: 3) entspricht. Ich verweise auf die erwähnten Arbeiten und die Artikel im Lex. strat. intern. I, 7c; im zusammenfassenden Artikel von F. Frey & W. Leupold über den Sandstein-Dachschiefer-Komplex finden sich tabellarische Zusammenstellungen der zahlreichen Lokalnamen, die einen guten Überblick vermitteln.

5.9. Paläogeographische Betrachtungen

5.91. Alter des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes

5.911. Den von M. Vuagnat (1952: 17/19) beschriebenen Taveyannazsandsteinen i. w. S. kommt, so lange sichere bio- und chronostratigraphische Angaben für fast alle dieser Ablagerungen fehlen, kein stratigraphischer Leitwert zu; im weiteren bleibt abzuklären, ob die von Vuagnat (1952: 69) beschriebenen Übergänge von Grès du Val d'Illiez und Taveyannazsandsteinen auch noch an andern Stellen gefunden werden; Charollais & Wellhauser (1962: 38) sind der Ansicht, dass in Hochsavoyen Grès de Taveyannaz und Grès du Val d'Illiez lateral ineinander übergehen, was aber durch weitere Untersuchungen bewiesen werden muss.

Festhalten lässt sich nach den bisherigen Untersuchungen (vgl. Vuagnat 1952: 66, 76), dass die Sedimentation der Grès du Val d'Illiez zum grossen Teil nördlich des Ablagerungsraumes der Taveyannazsandsteine erfolgte[1] und dass die Grès du Val d'Illiez wahrscheinlich jünger sind als die Grès de Taveyannaz, ausgenommen die Taveyannazsandsteine des Typus IV, die nach G. A. Styger (1961: 98, 106, 113/114) besser der Gruppe der Grès du Val d'Illiez (vgl. aber C. H. Mercanton 1963: 69) zugeordnet werden; vgl. auch die diese Fragen umfassend behandelnden Artikel im Lex. strat. intern. I, 7c: Taveyannazserie (F. Frey); Flysch, helvetischer (W. Leupold), Sandstein-Dachschiefer-Komplex (F. Frey & W. Leupold).

5.912. Paläontologische Belege: Nach dem Gesetz der Superposition lässt sich das Alter des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes nicht bestimmen, da in der Schweiz (auf die Funde von Rigassi 1957, Charollais & Wellhauser 1962, Charollais 1963 soll später eingegangen werden) das Alter der liegenden Globigerinenschiefer nicht bekannt ist (eine Zusammenstellung über unsere Kenntnisse des Liegenden der Taveyannazserie gibt F. Frey im oben erwähnten Artikel des Lex. strat. intern. I, 7c). H. Bolli (1950: 108) und H. R. Eckert (1963: 1068) haben den Fossilinhalt der den Globigerinenschiefern faziell entsprechenden, wahrscheinlich gleichaltrigen, Stadschiefer am Pilatus und Schimbrig untersucht. Die gefundene Kleinforaminiferenfauna erlaubt wahrscheinlich eine chronostratigraphische Einstufung der Stadschiefer ins Ober-Eocaen (vgl. die Bemerkungen im Abschnitt 5.42. über biostratigraphische Korrelationen).

[1] Nach D. Rigassi (1957*b*: 28) gilt dies in Savoyen nicht, da alle Übergänge von einem typischen Grès de Taveyannaz zu einem Grès de Massongex (Vuagnat 1952) in einem vertikalen Profil vorkommen können; er nimmt auch an, dass sowohl Taveyannazsandsteine wie auch die Grès du Val d'Illiez dem oberen Lattorfien und Rupélien angehören; s. unten.

5.912.1. Taveyannaz-Serie (Günzler-Seiffert 1933: 4): H. Douxami (1896: 80) erwähnt als erster Foraminiferen (u.a. Nummuliten), die er im Bindemittel von Taveyannazsandsteinen beobachtet hat, in Schliffen von L. Duparc & E. Ritter (1895, Schliffbeschreibungen p. 29 bis 43).

M. Lugeon (1923: 220) hat im Creux de Champ (Massif des Diablerets) in Taveyannazsandstein-Blöcken unbestimmbare Nummuliten und Discocyclinen (Orthophragminen nach L. Moret [1923/1924: 2] und M. Lugeon [1940: 13], der die ungefähren Koord. der Fundstelle angibt), L. Moret (1924: 185) in Taveyannazsandstein-Blöcken des Massif de la Croix des Sept-Frères (Hte-Savoie) Nummuliten der Gruppe *N. striatus* und Discocyclinen gefunden; beide Autoren haben deshalb ein priabones Alter der Taveyannazsandstein-Serie angenommen. Schroeder & Pictet (1946: 34) weisen darauf hin, dass im Massif de la Croix des Sept-Frères diese Blöcke auch aus dem dort anstehenden ultrahelvetischen Flysch (Wildflysch der Préalpes internes, vgl. A. Lillie 1937: 35/36, pl. 13/C) stammen könnten. F. Frey (im oben erwähnten Artikel des Lex. strat. intern. I, 7c) betont, dass dieser Verdacht aufrecht erhalten werden muss, solange eine mikroskopische Beschreibung dieser Gesteine aussteht (dies gilt auch für die Blöcke, in denen M. Lugeon seine (?) Discocyclinen gefunden hat, da östlich über der von Lugeon (1940*b*: 13) angegebenen Fundstelle im Creux de Champ ultrahelvetischer Flysch an die Taveyannaz-Serie grenzt, vgl. M. Lugeon 1940*a*).

W. Brückner ist der Ansicht, dass die Altersbestimmungen von Lugeon und Moret mit andern sicher autochthonen Faunenelementen überprüft werden sollten. C. H. Mercanton (1963: 69) hat nun in den Taveyannazsandsteinen des Diableretsgebietes eine Mikrofauna gefunden mit zahlreichen Globigerinen, einigen Globorotalien, Heterosteginen, Astigerinen, Milioliden, Textulariden neben Amphisteginen und Orthophragminen (*Discocyclina* und *Asterodiscus*). Leider ist diese Fauna nicht bearbeitet worden; wegen des Auftretens von *Asterodiscus* nimmt Mercanton an, dass die Taveyannazsandsteine sicher nicht älter als priabon sein können; dies gilt nach ihm auch für die Grès de Taveyannaz IV (in ihnen ist *Asterodiscus* gefunden worden), für die Vuagnat (1952) ein Sannoisien-Alter annimmt.

Schroeder & Pictet (1946: 34 bis 36; s. auch Schroeder & Ducloz 1955: 20) haben an der Flanke des Pré-de-Scaix (Hte-Savoie) in der Taveyannazserie Foraminiferen gefunden: eine Varietät von *Nummulites boucheri* de la Harpe (n. Lanterno & Roveda [1957: 167] wahrscheinlich auf das Oligocaen beschränkt), *N. semicostatus* Kaufm., *Heterostegina* sp. und *Discocyclina* sp. Die *Discocyclina* stammt aus einem Grès de Taveyannaz inf. (Grès de Taveyannaz II et III, Vuagnat 1952), die übrigen Funde aus Grès de Taveyannaz sup. (G.d.T. IV, Vuagnat 1952) und Zwischentypen nach den Angaben von Schroeder & Ducloz. Die Autoren nehmen ein obereocaenes bis unteroligocaenes Alter der Taveyannaz-Serie an, vorausgesetzt, die Fauna sei nicht aufgearbeitet; Schroeder & Ducloz (1955: 20) sind nun der Ansicht, die Taveyannaz-Serie müsste auf Grund dieser Fauna ins Eocaen gestellt werden, sie sei aber wahrscheinlich jünger, da die Fauna als aufgearbeitet angesehen werden müsse.

Im Glarnerland hat G. A. Styger (1961: 121) in Taveyannazsandsteinen neben nicht näher untersuchten Globigerinen und Benthosforaminiferen auch Discocyclinen gefunden (Bodenbachprofil); er nimmt deshalb, vorausgesetzt dass die Fossilien nicht aufgearbeitet sind, ein priabones Alter an, wahrscheinlich oberstes Priabonien, da die Taveyannaz-Gruppe jünger sein muss (p. 121/122) als der oberpriabone Sandstein des Kistenstöcklis[1].

5.912.2. Höherer Teil des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes (Flysch du Val d'Illiez = Attinghauserserie; vgl. die Artikel Sandstein-Dachschiefer-Komplex [F. Frey & W. Leupold]; Flysch, helvetischer [W. Leupold], «Altdorfersandstein» auctorum [W. Leupold & F. Frey] im Lex. strat. intern. I, 7c):

In den liegenden Nummulitenbildungen des nördlichen Faziesgürtels des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes (vgl. 5.911.), dem sog. «Flysch parautochthone» auctorum = «Flysch du Val d'Illiez» (vgl. den Artikel von W. Leupold, «Flysch nordhélvétique» des régions limitrophes de la Suisse et de la Haute-Savoie im Lex. strat. intern. I, 7c), sind an der Stirn der Morcles-Decke (Col de Bretolet) von Collet & Lillie (1938), im parautochthonen Gebiet von Barmaz (Champéry) von Collet, Schroeder & Pictet (1946) und im autochthonen Gebiet von Champéry (Région de la Crête) von E. Lanterno (1954: 359) Nummuliten gefun-

[1] Chronostratigraphische Einstufung des subalpinen Randflysches mit Taveyannaz-Sandsteinen zwischen Emme und Thunersee; vgl. 5.83.

den worden: Ich verweise auf die Besprechung dieser Funde und der auf sie begründeten chronostratigraphischen Eingliederungen im oben erwähnten Artikel des Lex. strat. intern. von W. Leupold. Er gelangt zu folgendem Schluss:

> Die Altersfrage ist also für die jüngern Schistes marno-micacés des sog. «Flysch parautochthone» = «Flysch du Val d'Illiez s. str.» auf paläontologischer Grundlage noch nicht als gelöst zu betrachten. Die mehrfach unterstrichene Abwesenheit von Discocyclinen in den basalen Nummulitenkalken kann allerdings als ein Argument für oligocaenes Alter gewertet werden. Alles hängt nun noch von der korrekten Bestimmung der Nummuliten und der den verschiedenen Spezies des Obereocaens und Oligocaens zuzuschreibenden vertikalen Verbreitung ab.

Im Val d'Illiez hat Ch. Ducloz (1944: 17) in konglomeratischen Lagen der Grès du Val d'Illiez (conglomérats de la Poya, vgl. Vuagnat 1952: 49) Gerölle mit priabonen Nummuliten gefunden: die Grès du Val d'Illiez müssen dem obern Priabonien angehören oder jünger sein.

Im autochthonen Gebiet von Hochsavoyen haben D. Rigassi (1957*a*) am Pont de Naves NE Annecy, Charollais & Wellhauser (1962; Foraminiferen bestimmt durch H. Hagn, vgl. J. J. Charollais 1963: 719) im östlichen Massif des Bornes die Mikrofauna der Marnes à Foraminifères untersucht, die stratigraphisch über den wahrscheinlich priabonen (D. Rigassi 1957*a*) Calcaires à Petits Nummulites liegen und von den Schistes à Meletta und den Schistes marno-micacés mit zwischengelagerten Grès du Val d'Illiez Vuagnat (Charollais p. 700) überlagert werden. Die Autoren stellen die Marnes à Foraminifères ins Unteroligocaen; H. Hagn (in Charollais & Wellhauser p. 37) weist darauf hin, dass es sich bei den Faunen der Marnes à Foraminifères um höher-obereocaene oder unteroligocaene Vergesellschaftungen handeln könnte, dass die Faunen aber eine grosse Ähnlichkeit mit der des Unteroligocaens von Häring i. T. aufweisen.

In den Dachschiefern des Sernftales, am Landesplattenberg zwischen Engi und Matt, stratigraphisch sehr hoch im Sandstein-Dachschiefer-Komplex liegend, dicht unter den jüngern Sandsteinen von Matt (vgl. die Artikel von F. Frey: Glarnerschiefer, Dachschiefer im Lex. strat. intern. I, 7c), ist eine reiche Fischfauna gefunden worden, die von A. Wettstein (1887) bearbeitet worden ist, der sie ins Oligocaen stellt. Neuere Untersuchungen von W. Weiler (in H. Fröhlicher 1933: 32; Fröhlicher & Weiler 1952: 29) haben gezeigt, dass mit einem hohen Grad von Wahrscheinlichkeit ein unteroligocaenes Alter der Glarner Fischschiefer angenommen werden darf.

5.92. Lage des Ablagerungsraumes

Im Artikel Sandstein-Dachschiefer-Komplex von F. Frey & W. Leupold (im Lex. strat. intern. I, 7c) diskutieren die Autoren die Frage nach dem Ablagerungsraum dieser Sedimente (für Einzelheiten sei auf diesen Artikel verwiesen):

> M. Vuagnat (1945, 1952) und W. D. Brückner (1946, 1952) gebrauchten den sich auf den Ablagerungsraum beziehenden Begriff «Nordhelvetischer Flysch» für die Gruppe der Taveyannazsandsteine, die Grès du Val d'Illiez (resp. Gruppe der Untern Altdorfersandsteine Brückner 1946) und die Sandsteine von Matt-Gruontal (resp. Gruppe der obern Altdorfersandsteine Brückner 1946; vgl. Tab. 1 in diesem Artikel des Lex. strat. intern.). Neuere Untersuchungen nördlich der Schrattenfluh, im Schächental, im Glarnerland und an der Claridenkette haben gezeigt, dass sich der ursprüngliche Ablagerungsraum der Taveyannazsandsteine i. w. S. wenigstens in der Nordostschweiz wahrscheinlich (im Mittelhelvetikum konnte bis heute kein Flysch nachgewiesen werden, Brückner 1952) bis in den Südhelvetischen Bereich ausgedehnt haben muss; der Begriff nordhelvetischer Flysch darf deshalb nur noch für die SW-Teile dieses Ablagerungsraumes gebraucht werden, während im NE die neutrale Bezeichnung Sandstein-Dachschiefer-Komplex für die untern Teile und der Name Matter-Serie für die Mattersandsteine und Gruontalkonglomerate vorzuziehen ist (vgl. Tab. 1 im Art. des Lex.).

5.93. Obergrenze des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes; Beziehungen zur Molasse

Das von Herrn Prof. Hagn angegebene Alter für die Jordisbodenmergel (Lattorfien bis Rupélien) lässt sofort die Frage nach den Beziehungen zwischen Sandstein-Dachschiefer-Komplex und Unterer Meeres-

molasse auftauchen. Die Untere Meeresmolasse wird in der Schweiz (vgl. R. F. Rutsch 1961: 30 bis 32) auf Grund der Säugerfauna von Vaulruz bei Bulle (H. G. Stehelin 1938: 293, vgl. auch L. Mornod 1949: 60) und der Fischfauna vom Steinibach im Entlebuch (H. Fröhlicher & W. Weiler 1952: 28) dem untern Stampien zugewiesen[1].

Im oberen Schächental (W. Brückner 1937: 165 bis 167), im Glarnerland: Plateau von Meer sura, Kalkhorn, Ruch–Wichlenberg, Taminagebiet, Segnes–Ringelgruppe usw. (J. Oberholzer 1933: 177–179, Taf. 1–6), im untern Riedertal (G. A. Styger 1961: 17) und im Engelbergertal (J. Schuhmacher 1949: 38) konnten die Bearbeiter zeigen, dass der Sandstein-Dachschiefer-Komplex einschliesslich vielleicht der Matter-Serie[2] (sensu F. Frey & W. Leupold im Lex. strat. intern. I, 7c) nach oben durch eine Abtragungsfläche begrenzt wird.

Im Berner Oberland möchte P. Arbenz (in F. Müller 1938: 55) das Fehlen der Altdorfersandsteine vor dem mittleren Aarmassiv ebenfalls, wenigstens teilweise, mit einer Abtragung vor der Überschiebung des Wildflysches erklären. Es muss heute darauf hingewiesen werden, dass die subalpinen Altdorfersandsteinmassen E und W des Thunersees, deren Ausdehnung nach S wir wegen der Überdeckung durch helvetische und ultrahelvetische Elemente nicht kennen, unter Umständen diesen fehlenden internen Gesteinsmassen entsprechen.

Es stellt sich die Frage, ob wir überhaupt das normalstratigraphisch Hangende des nördlichen Teils (vgl. W. Brückner 1946: 64, 1952: 25; M. Vuagnat 1952: 66, 76) des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes finden können, oder ob der Südrand des Ablagerungsraumes der unteren Meeresmolasse nördlicher als der Nordrand des Sedimentationstroges der jüngern Glieder des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes gelegen hat. Die chronostratigraphische und lithofazielle Zugehörigkeit (vgl. die Bemerkungen über die Molassesedimentation von R. F. Rutsch 1961: 14/15) der Matter-Serie (s. oben) muss noch geklärt werden.

Vielleicht kann diese Frage mit weitern Untersuchungen in der Gegend von Flühli im Entlebuch (A. Hollıger 1954: 13, 1955: 83), auf die im Abschnitt 5.83. bereits hingewiesen worden ist, gelöst werden.

Betrachten wir abschliessend eine weitere Stelle, wo ein Übergang des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes in die Molasse erwartet werden könnte:

Im Val d'Illiez haben Ch. Ducloz (1944: 11 bis 13) und J.W. Schroeder & Ch. Ducloz (1955: 2 bis 7) die autochthonen Schichtreihen im Liegenden der Molasse rouge (?Chattien) beschrieben. Schroeder & Ducloz (1955: 40) nehmen an, dass die über dieser autochthonen Abfolge liegenden parautochthonen Sedimente (Schistes marno-micacés mit im Liegenden einzelnen eingelagerten Bänken von Grès du Val d'Illiez, die im Hangenden überwiegen), die dem Sandstein-Dachschiefer-Komplex angehören (s. die entsprechenden Artikel Flysch du Val d'Illiez und Sandstein-Dachschiefer-Komplex im Lex. strat. intern. I, 7c), sich nach N in die autochthonen, eher der Molasse angehörenden (p. 17, vgl. auch W. Leupold, Artikel Val d'Illiez, Flysch du, im Lex. strat. intern. I, 7c), Schistes marno-micacés und in die nur noch vereinzelte «Porphyrites arborescentes» führenden Grès des Carrières, die sie mit den unterstampischen (s. H. G. Stehlin 1938: 293, L. Mornod 1949: 60) Vaulruzschichten korrelieren (Taf. zu p. 24), fortsetzen.

[1] Wie R. F. Rutsch (1961: 30) gezeigt hat, handelt es sich in keinem der beiden Fälle um eine Korrelation I. Ordnung Rutsch (1958: 108, 116).

[2] G. A. Styger (1961: 17, vgl. auch M. Vuagnat 1952: 66) weist darauf hin, dass S des Schächentals, im unteren Riedertal dem Altdorfersandstein Mattersandsteine (sensu R. Wegmann 1961: 11, 16) aufgelagert sind, die sich aber N des Schächen, am obern Kontakt des Altdorfersandsteins mit dem «eingewickelten Flysch» nicht mehr in gleicher Stellung finden. W. Leupold & F. Frey, Artikel «Altdorfersandstein» auctorum im Lex. strat. intern. I, 7c bemerken dazu: «Es ist dies die bisher einzige Stelle, an der ein Kontakt zwischen Grès de Matt–Gruontal und Grès du Val d'Illiez beschrieben und wo ein Übergang, wenn auch infolge der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht beobachtet, so doch angenommen worden ist (M. Vuagnat 1952: 66).»

Wie F. Frey und F. Frey & W. Leupold (Artikel «Altdorfersandsteine» auctorum, Gruontalkonglomerate, Mattersandsteine des Lex. strat. intern. I, 7c) hervorheben, muss nach den bisherigen Erkenntnissen die Matter-Serie (Sandsteine von Matt, des Gruentales und des Gruenwaldes, Sandsteine von Seedorf und die Gruontalkonglomerate; sensu F. Frey & W. Leupold im Artikel Sandstein-Dachschiefer-Komplex des Lex. strat. intern. I, 7c) aus petrographischen, lithofaziellen und tektonischen Gründen vom Sandstein-Dachschiefer-Komplex abgetrennt werden. Der Ablagerung der Grès de Matt-Gruontal ist offensichtlich eine tiefgreifende Abtragungsphase vorausgegangen.

Wie R. Staub (1964, Taf. zu p. 182) sind diese Autoren der Ansicht, dass die Gesteine der Matter-Serie wahrscheinlich bereits der Molasse angehören; ihr Ablagerungsraum lag nördlich von dem der Grès du Val d'Illiez (vgl. auch M. Vuagnat 1952: 77).

Die paläontologischen Belege für die chronostratigraphische Eingliederung genügen nicht, um ein mitteloligocaenes Alter sowohl für die parautochthonen Schistes marno-micacés und Grès du Val d'Illiez wie auch für die autochthonen Schistes marno-micacés und die Grès des Carrières anzunehmen:

Der in den parautochthonen Nummulitenschichten von Barmaz (Champéry) im Liegenden der Schistes à Globigérines und der Schistes marno-micacés gefundene Nummulit (*Nummulites boucheri* DE LA HARPE) und das Fehlen der Discocyclinen führen die Autoren dazu, ein Sannoisien-Alter dieser Ablagerungen anzunehmen (vgl. L. W. COLLET et al. 1946: 33). LANTERNO & ROVEDA (1957: 138 bis 140) zweifeln diese Nummulitenbestimmung und die chronostratigraphische Eingliederung der parautochthonen Nummulitenschichten an, da sie in den autochthonen Nummulitenschichten von Champéry *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE gefunden haben und deshalb für diese autochthonen Schichten ein priabones Alter annehmen (vgl. E. LANTERNO 1954: 359). Ihre Untersuchungen über die stratigraphische Reichweite von *Nummulites incrassatus–Nummulites ramondiformis* zeigen, falls es sich bei dem leider verloren gegangenen (p. 139) Nummuliten aus dem parautochthonen Gebiet von Barmaz ebenfalls um *Nummulites incrassatus* handeln würde, was auch W. LEUPOLD (SCHROEDER & DUCLOZ 1955: 14) zuerst angenommen hat, da keine B-Formen (*Nummulites vascus*) gefunden worden sind, dass eine Einordnung ins Unteroligocaen möglich, aber nicht sicher ist. *Nummulites incrassatus* reicht vom obern Lutétien bis ins Oligocaen. *Nummulites boucheri* bleibt dagegen wahrscheinlich auf das Oligocaen beschränkt (LANTERNO & ROVEDA 1957: 167). Die Altersfrage muss deshalb neu überprüft werden (vgl. auch die Bemerkungen von R. F. RUTSCH 1961: 31).

In den diskordant über den Nummulitenschichten liegenden Schistes à Globigérines des autochthonen und parautochthonen Gebietes sind keine für eine chronostratigraphische Gliederung verwendbare Fossilien gefunden worden (vgl. E. LANTERNO 1954: 360 und SCHROEDER & DUCLOZ 1955: 15).

In den konkordant über den Schistes à Globigérines liegenden autochthonen und parautochthonen Schistes marno-micacés wurde eine Flora und Fauna (s. L. VONDERSCHMITT 1935: 550) gefunden, die nach SCHROEDER & DUCLOZ (1955: 15) ein Rupélien-Alter beweisen sollen. Die Pelecypoden-Funde aus den autochthonen Schistes marno-micacés von L. VONDERSCHMITT genügen, wie dies R. F. RUTSCH (1961: 31) gezeigt hat, nicht, um chronostratigraphische Schlüsse zu ziehen.

In den konkordant darüber folgenden Grès des Carrières im autochthonen Gebiet und in den Grès à éléments spilitiques (Grès du Val d'Illiez VUAGNAT 1952) des parautochthonen Bereichs sind keine bestimmbaren Fossilien gefunden worden.

Wir erhalten also auch im Val d'Illiez keine Auskünfte über die Obergrenze des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes. Falls die Schistes marno-micacés und die Grès des Carrières des autochthonen Gebietes der Molasse angehören sollten, was SCHROEDER & DUCLOZ (1955: 17, 40, Korrelationstabelle p. 24/25) und auch W. LEUPOLD (Artikel Val d'Illiez, Flysch du, im Lex. strat. intern. I, 7c) annehmen – nachdem allerdings R. F. RUTSCH (1961: 31) gezeigt hat, dass es sich bei den gefundenen Pelecypoden sicher nicht um Corbiculiden handelt, haben wir auch faziell (vgl. R. F. RUTSCH 1962: 14/15) keine Anhaltspunkte, um dies anzunehmen, einzig die von den Schistes à Globigérines bis zur Molasse rouge durch keine Diskordanzen gestörte Abfolge könnte auf eine Ablagerung im Molassebecken hinweisen – fragt es sich, wo der Nordrand des Ablagerungsraumes des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes lag.

Weitere Untersuchungen in dieser tektonisch kompliziert gebauten Region, haben dies abzuklären. Der Schluss, den SCHROEDER & DUCLOZ (1955) ziehen, dass Sedimente des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes (Flysch parautochthone du Val d'Illiez) lateral in die Molasse übergehen, ist sicher nicht berechtigt.

Dies zeigen auch die Arbeiten im westlich anschliessenden Gebiet von Hochsavoyen (Massif des Bornes, Région du Fier) von D. RIGASSI (1957*a*: 176), CHAROLLAIS & WELLHAUSER (1962: 22) und J. J. CHAROLLAIS (1963: 700, 714). Die unterstampischen Grès de Bonneville, die SCHROEDER & DUCLOZ (1955, Korrelationstabelle p. 24/25) mit den Grès des Carrières korrelieren, liegen stratigraphisch über den Grès et Microconglomérats (Grès du Val d'Illiez). D. RIGASSI (1957*a*: 176) gibt im Fier-Profil zwei Mergel-Sandstein-Abfolgen übereinander an, die wie W. LEUPOLD bemerkt (Artikel «Flysch nordhelvétique» des régions limitrophes de la Suisse et de la Haute-Savoie im Lex. strat. intern. I, 7c), unter Umständen den autochthonen und parautochthonen Abfolgen Schistes marno-micacés – Grès du Val d'Illiez resp. Grès des Carrières entsprechen könnten. Leider lässt sich diese Gliederung im E-Massif des Bornes (vgl. J. J. CHAROLLAIS 1963: 700) nicht nachweisen.

6. Molasse

6.1. BISHERIGE UNTERSUCHUNGEN

Erste geologische Kartendarstellungen des Gurnigelgebietes enthalten bereits die Arbeiten von S. Gruner (1805) und I. G. Ebel (1808).

In der Monographie der Molasse gliedert B. Studer (1825: 11 und 116) die «Nagelfluh-, Sand-, und Mergelgebilde» im Gurnigelgebiet wie folgt: Im Hangenden ein vorwiegend aus Sandstein aufgebauter Komplex, den er als Gurnigelsandstein und später (1834*b*) als Flysch bezeichnet; im Liegenden die Sandsteine, Mergel- und Nagelfluhschichten der Molasse (Herkunft des Begriffes Molasse: siehe R. F. Rutsch 1959). Die nur in geringer Mächtigkeit auftretende Nagelfluh muss als Ausläufer der Nagelfluhgruppen von Thun und Guggisberg betrachtet werden; ihre Geröllkomponenten stammen teilweise aus den Alpen, teilweise aus dem Juragebirge. Er weist (1834*c*) darauf hin, dass in der Molasse tertiäre Fossilien gefunden worden sind (ohne nähere Angaben; vielleicht sind die von ihm [1853*a*, II: 422] erwähnten, in älterer Zeit auf einem Hügel bei Burgistein gefundenen Helicidensteinkerne gemeint).

Schon 1829 weist er auf die lithologische Ähnlichkeit der den «Gurnigelflysch» unterlagernden Molasse mit den von ihm 1825 als Ralligsandstein von Ralligen beschriebenen Schichten hin. Diese lithologische Ähnlichkeit führt dazu, dass die meisten spätern Autoren in Anlehnung an B. Studer die den «Gurnigelflysch» unterlagernden Sedimente (Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine von E. Gerber, 1925) als Rallig-Schichten i. w. S. bezeichnen (vgl. Abschnitt 5.1.); es muss aber betont werden, dass B. Studer diese Rallig-Schichten i. w. S. weder gegen das Hangende noch gegen das Liegende genau abgrenzt. Erst die Kartierung von E. Gerber (1925) zeigt die genaue Lage der Schichten, die er als Rallig-Schichten i. w. S. bezeichnet.

Bedeutend für die Erforschung der Molasse des Gurnigels sind die Arbeiten von B. Studer (1853*a*, *b*): Die Molasse fällt konkordant unter die Rallig-Schichten i. w. S.; faziell gehört sie zur unteren Süsswassermolasse (p. 7, 376). Unterhalb des Schwarzbrünnlis (es handelt sich um ultrahelvetische Flyschmergel, vgl. Tercier & Bieri 1961) sind darin Fischschuppen und *Cyclas* (p. 422) gefunden worden, bei Dürrbach Streifen von Pechkohlen; Kohlen aus diesem Gebiete sind auch schon von Anonymus (1768) in einer Historischen Nachricht beschrieben worden; später weisen V. Gilliéron (1885) und C. Schmidt (1920) auf kleine unbedeutende Kohlevorkommen in der Molasse hin.

C. Brunner-von Wattenwil (1857*a*) untersucht die Süsswassermolasse des Gurnigels, ohne neue Resultate zu erhalten; er stellt das Gebiet auf einer detaillierten Karte dar (1857*b*): Die Rallig-Schichten i. w. S. gehören dem Flysch an.

C. von Fischer-Ooster (1869) kehrt zur Ansicht von B. Studer (1829) zurück und stellt die Rallig-Schichten i. w. S. zur Molasse. Ihm schliesst sich E. Renevier (1874) an, der ihnen aquitanes Alter zuweist und sie als stratigraphisches Äquivalent der Horwer-Schichten und der Molasse rouge betrachtet.

Die Karten von E. Beck (1863) und R. Th. Simler (1870) übernehmen weitgehend ältere Darstellungen.

I. Bachmann (1876) erwähnt in einer Studie über die Umgebung von Thun kurz die nagelfluharme, unter den Flysch einfallende Süsswassermolasse des Gurnigels.

1879 erscheint Blatt XII der geologischen Dufourkarte, zusammengestellt aus den Kartierungen und Untersuchungen von V. Gilliéron, I. Bachmann & A. Jaccard.

V. Gilliéron veröffentlicht 1885 in dem zur Karte gehörenden Beitragband folgende wichtige Ergebnisse: Die Schichten, die B. Studer in ähnlicher Stellung als Rallig-Schichten i. w. S. bezeichnet hat, gehören dem Flysch an; damit widerspricht er den Aussagen von C. von Fischer-Ooster (1869) und E. Renevier (1874). Die untere Süsswassermolasse, die er dem Aquitanien zuweist, beschreibt er eingehend und betont, dass die Gerölle der Nagelfluh von Mettlen (Lieneggnagelfluh von E. Gerber 1925) alle alpiner Herkunft

sind und nicht, wie das B. Studer (1825) angenommen hat, teilweise aus dem Jura stammen. Diese Aussage bestätigt J. J. Früh (1888: 110).

Die Nagelfluh von Mettlen wird auch von H. Douxami (1896) kurz erwähnt; H. Kurberg (1919: 14) untersucht ihren Geröllbestand: mehr als die Hälfte der Komponenten stammen aus der Molasse; Flysch und alpine Kalke bilden zusammen ungefähr zwei Fünftel der Gerölle.

H. G. Stehlin (1914) weist in der subalpinen Region bei Bumbach und bei Vaulruz mit Säugerfunden unteres Stampien nach. Alb. Heim (1919, 1) zweifelt an diesen Bestimmungen; er nimmt deshalb für die südlich der Giebelegg steil nach Süden fallenden Schichten weiterhin ein aquitanes Alter an.

Die Untersuchungen, die in den folgenden Jahren von E. Gerber durchgeführt werden, liefern allmählich ein umfassenderes Bild. Die ersten Arbeiten (1918, 1922*a*, *b*) zeigen, dass sich die oligocaene Molasse des Gurnigels nach lithologischen Gesichtspunkten wie folgt unterteilen lässt: (von Norden nach Süden) bunte Nagelfluh, Blättermolasse, Kalknagelfluh; Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine (Rallig-Schichten i. w. S.). Gerber schliesst sich der Ansicht E. Baumbergers (1920: 137) an, der in der Molasse von Vaulruz und Ralligen leitende Fossilien fand: er stellt die Rallig-Schichten i. w. S. ins Rupélien (vgl. auch Gerber & Beck 1922).

Im Beitrag zur Geologie des Gurnigels veröffentlicht E. Gerber (1925, vgl. Beck & Gerber 1925) weitere wichtige Untersuchungen: er beschreibt die mit 20–70°/120–150° einfallende fossilarme Molasse, die er wie 1922 lithologisch unterteilt; sie erreicht zwischen Ziegerhubel und Giebelegg eine Mächtigkeit von ungefähr viertausend Metern. Leitende Fossilien wurden einzig an der Fuchsegg gefunden: für mittleres bis oberes Stampien typische Gastropodenarten. Wie 1922 betrachtet er die im Süden anschliessenden, konkordant einfallenden Rallig-Schichten i. w. S. als litho- und chronostratigraphisches Äquivalent der Schichten von Ralligen und Vaulruz, die nach den Arbeiten von H. G. Stehlin (1914, 1922), H. Buess (1921) und E. Baumberger (1920) dem unteren Stampien (Rupélien) zuzuweisen sind. Trotzdem er damit aussagt, dass die ältern Rallig-Schichten i. w. S. auf den mittler- bis oberstampischen Sedimenten liegen, schliesst er sich der Ansicht von P. Beck (1922), der eine sich von der subalpinen Molasse östlich des Thunersees ins Gurnigelgebiet ziehende Verschuppung annimmt, ohne die Gründe dafür anzugeben, nicht an, sondern nimmt eine normale stratigraphische Abfolge an.

In der Arbeit über die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz bestätigt E. Baumberger (1927: 565) den Leitwert der an der Fuchsegg gefundenen Gastropoden; R. F. Rutsch (1933: 18) weist darauf hin, dass die Bestimmung der Mollusken von E. Gerber (1925) revisionsbedürftig ist.

E. Gerber (1932) weist in seinen Untersuchungen über die subalpine Molasse von Rüschegg auf die Ähnlichkeit der Lieneggnagelfluh (Kalknagelfluh von Mettlen) mit der vindobonen Guggisbergkalknagelfluh hin. Er erwähnt auch, dass das Naturhistorische Museum in Bern ein Exemplar von *Cepaea rugulosa* (Zieten) besitze, das mit der Ortsbezeichnung «Hügel bei Burgistein» versehen sei (vgl. Studer 1853*a*, II: 422). L. Mornod (1949: 43) und H. M. Schuppli (1952: 6) betrachten die Blättermolasse des Gurnigels, die allerdings noch einige Nagelfluheinlagerungen, Ausläufer des Blumenfächers, zeigt, als Äquivalent der Gérignoz-Schichten (oberes Chattien bis ? Aquitanien) bei Bulle. Mornod (1949: 50, 64, 74) weist im weiteren darauf hin, dass die erschienenen Arbeiten keinen Hinweis auf das Vorhandensein der eigentlichen Molasse rouge (Couches de Chaffa; Chattien inf.) im Gurnigelgebiet geben, dass aber die Jordisbodenmergel und die Goldeggsandsteine den Couches de Vaulruz (Rupélien) oder aber dem Flysch subalpin, was abzuklären bleibt, entsprechen.

P. Beck (1946: 353ff.) nimmt an, dass der von ihm östlich der Aare nachgewiesene Schuppenbau der subalpinen Molasse sich auch ins Gurnigelgebiet verfolgen lasse: neben den stampischen bauen wahrscheinlich auch aquitane und burdigale Sedimente die Molasse zwischen der miocaenen Giebelegg-Schuppe (Rutsch 1933: 17) und den Préalpes externes Beck, denen er auch die Rallig-Schichten i. w. S. (Gerber 1925) zuweist, auf.

H. Furrer (1952, 1953*a*, *b*) untersucht in drei hydrogeologischen Gutachten die Eigenschaften der Molassemergel und Flyschschiefer, in denen immer wieder Rutschungen auftreten; er fügt seinen Arbeiten eine Detailkartierung 1:5000 bei.

P. Beck & R. F. Rutsch (1958: 7) weisen in den Erläuterungen zum Atlasblatt Münsingen–Heimberg auf die Funde von *Cepaea rugulosa* (Zieten), die sowohl im Chattien wie auch im Aquitanien auftreten kann,

bei Oberplötsch am Südfuss der Giebelegg hin. Sie betonen, dass diese Sedimente älter sein müssen als die der Fossilfundstelle Fuchsegg (mittleres bis oberes Stampien nach Gerber 1925), wenn im dazwischen liegenden Raum keine tektonischen Komplikationen vorhanden sind.

6.2. FUCHSEGG-SCHUPPE

6.21. Lithostratigraphie

6.211. Einleitung

Die Neuaufnahme des von E. Gerber (1925) nur kurz beschriebenen Gebietes hat gezeigt, dass die Fuchsegg-Schuppe (vgl. 2.231.) durch zwei Formationen aufgebaut wird:

- im N die *Öligraben-Formation:* Nagelfluh, verschiedene Typen von Sandsteinen, Mergel und einzelne kleine Kohlenester,
- im S die *Lienegg-Formation*, charakterisiert durch eine grobgeröllige Nagelfluh, Sandsteine und Mergel.

6.212. Die Öligraben-Formation

Typlokalität: Öligraben (vgl. Taf. II; zwischen Pkt. 604.920/179.950 und Pkt. 603.950/180.010).

Stratotyp: Öligrabenprofile Nrn. OP 2–OP 2a; Basis des Profiles OP 2: 604.730/179.955; Ausgangshöhe im Bachbett des Öligrabens; ca. 653 m ü. M. Die Fortsetzung des Profiles OP 2 in stratigraphisch höhere Schichten findet sich im Profil OP 2a, das 17 m weiter westlich aufgeschlossen ist (vgl. Fig. 10).

Lithologische Unterschiede gegenüber der Lienegg-Formation: In der Lienegg-Formation tritt neben mehr oder weniger atypischen Mergeln und Sandsteinen eine grobgeröllige, charakteristische Nagelfluh auf, die reich an sedimentären Komponenten ist. Sie lässt sich im Felde deutlich abgrenzen von der liegenden bis zur Öligraben-Störung reichenden Sedimentabfolge.

Grenzen: Die Formationsgrenze fällt im Liegenden mit der tektonischen Störungslinie im Öligraben zusammen (vgl. Taf. II), im Hangenden wird sie dort gelegt, wo die ersten Lieneggnagelfluh-Aufschlüsse kartiert worden sind (vgl. Taf. II; tiefster Aufschluss mit Lienegg-Nagelfluh bei Pkt. 603.880/178.730; mittlere Streichrichtung N 60° E).

Mächtigkeit: ca. 800 m mächtig; die stratigraphisch tiefsten Schichten werden von der Öligraben-Störung (vgl. Taf. II) schräg abgeschnitten unter einem Winkel von ca. 30°, so dass, bei einem normalen Verlauf der hangenden Formationsgrenze, im Streichen die Öligraben-Formation nach NE immer weniger mächtig wird und (?) östlich des Gürbetals auskeilt.

Der Öligraben zeigt die besten Aufschlüsse des untersuchten Gebietes; die Abfolge und die lithologische Variationsbreite der Sedimente dürfte charakteristisch für die ganze Formation sein.

Um den raschen lateralen Wechsel des lithologischen Aufbaus der Formation zu zeigen, sind im Öligraben, der mit der Streichrichtung der Sedimente einen Winkel von 10 bis 20° bildet (vgl. Taf. II), drei Profile aufgenommen worden, die im folgenden beschrieben werden. Die Untergrenze der Nagelfluh (Schichtnummern in den Profilen: OP 1/4, 2/4, OP 3/15, vgl. Fig. 10), die längs des Öligrabens fast lückenlos verfolgt werden kann bis zu Profil 3, wo die Nagelfluh auskeilt, liegt innerhalb der Messfehlergrenzen sicher im Streichen, was mit Schichtisohypsen- und Profilkonstruktionen nachgewiesen werden konnte.

Dieser rasche laterale Wechsel der Lithologie erklärt das Fehlen von Leithorizonten.

Bei der folgenden Profilbeschreibung wird auf die Klüftung nicht eingegangen (vgl. 2.236.); auf Fig. 10 wird die stratigraphische Höhe der Probeentnahme angegeben.

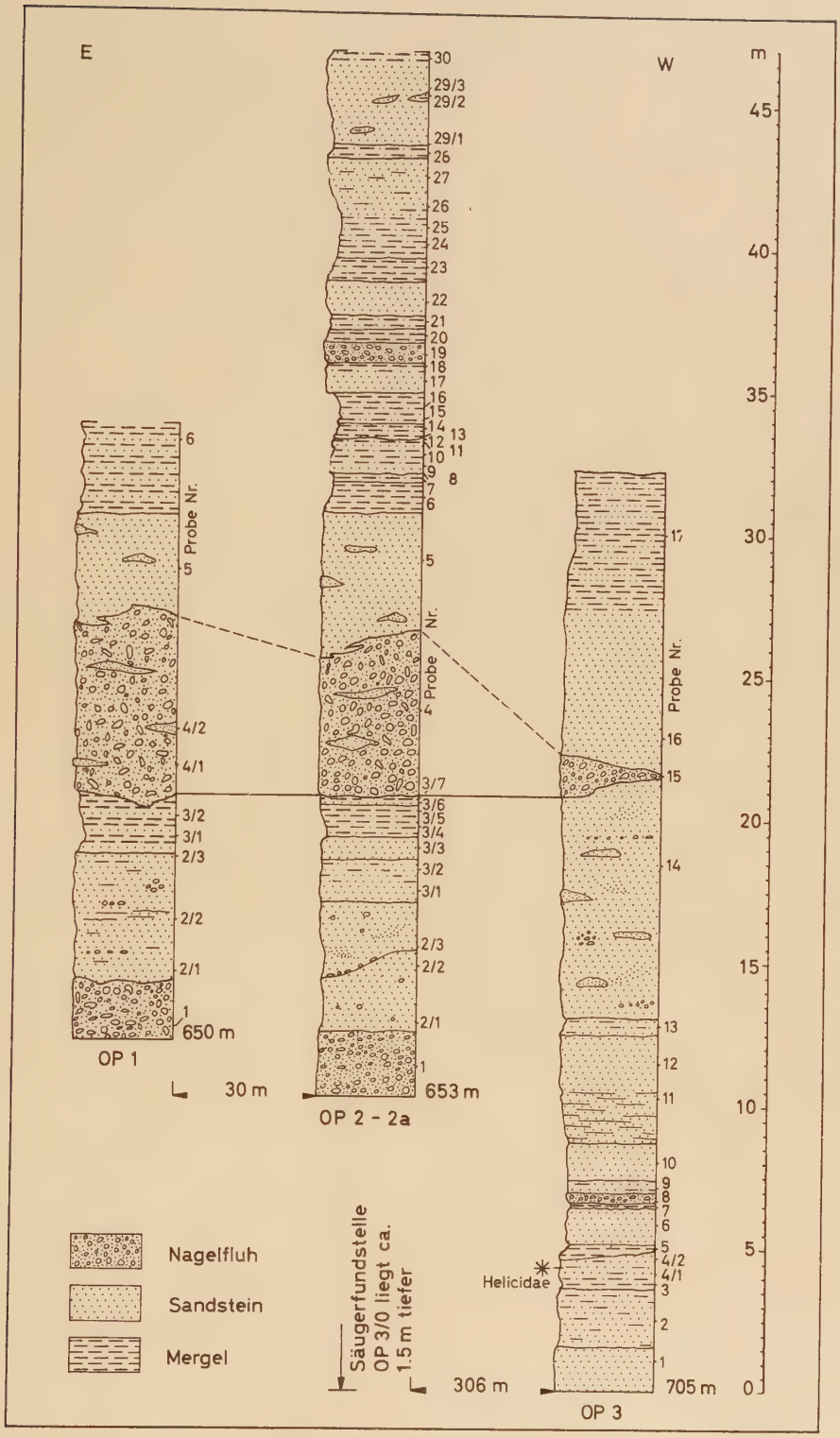


Fig.10: Öligraben-Formation: Typusprofil OP 2–OP 2a und ergänzende Profilaufnahmen OP 1, OP 3

ÖLIGRABEN-PROFILE

Vgl. Abschnitte 1.32. bis 1.34. (Beschreibungsschema für Molasseprofile, Nomenklatur der Gesteine).
Koordinaten- und Höhenangaben beziehen sich auf die tiefsten Punkte der Profile im Bachbett.

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung
6	x + 320			40/158
5	380	1		
4/1, 2	600	16		

PROFIL OP 1:

Koord. LK 604.730/179.945 (vgl. Fig. 10)
Ausgangshöhe der Profilaufnahme im Liegenden bei OP 1/1: ca. 650 m ü. M.

1.) Sandiger *Mergel* bis *mergeliger Sandstein*
3.) hell olivgrau (5 Y 5/2), hell blaugrau (5 B 7/1) gefleckt
4.) unregelmässig
5.) brechbar bis schlagbar
6.) Liegendfläche scharf, eben
7.) dünnplattig bis dickplattig
8.) (ma) sehr inhomogen, sandige Partien glimmerreich

1.) mittel- bis grobkörniger *Sandstein*
3.) grünlichgrau (5 GY 6/1)
4.) unregelmässig
5.) schlagbar
6.) Liegendfläche sehr unregelmässig, teilweise scheint eine Erosionsdiskordanz vorhanden zu sein; an einzelnen Stellen greift die im Liegenden auftretende Nagelfluhfazies keilförmig in den Sandstein hinauf
7.) massig
8.) (mi) a) 20–750
b) schlecht
c) Karbonat; 10
e) 90
f)–h) siehe 1/4/2
i) 1,5
k) eckig bis mässig gerundet
10.) Einzelne verhärtete, kalkreiche Knauer sind eingelagert

1.) *Nagelfluh* mit einzelnen knauerartig hervorstehenden wenig mächtigen Sandsteinlinsen (Schliff 1/4/2)
3.) das Bindemittel weist eine grünlichgraue (5 GY 6/1) Farbe auf
5.) schlagbar
6.) Liegendfläche: Erosionsdiskordanz, Tiefe der Erosion kann nicht geschätzt werden. Lateral spaltet sich diese Nagelfluhzone allmählich in einzelne Geröllbänke auf und scheint dann ganz zu verschwinden
7.) massig
8.) (mi) 1/4/2, Sandsteinlinse
a) 30–750
b) schlecht
c) Karbonat; 20
e) 80
f) Quarz z. T. undulös auslöschend, einzelne feine Quarzaggregate; 50
Plagioklas z. T. serizitisiert, Na-K-Feldspat, z. T. Mikroklin, einzelne Perthite; 20
Gesteinsbruchstücke: Kalkarenite, Kalk, Radiolarite, Tonschiefer, ?Metamorfite; 25
Biotit z. T. chloritisiert
g) Chlorit, Muskowit, Pyroxen, Amphibole
h) Zirkon, Epidot, Glaukonit, Erz
i) 1.0
k) eckig bis mässig gerundet
10.) Es handelt sich um einen fein- bis grobkörnigen, kalkführenden, feldspathaltigen Sandstein mit Gesteinbruchstücken
Für die Beschreibung der einzelnen Nagelfluhkomponenten (Schliffe 1/4/1/1–15) und die Charakterisierung der Nagelfluh verweise ich auf die untenstehende Analyse; Vol.-prozentualer Anteil des Bindemittels variierend

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
3/1, 2	210	1			1.) sandiger *Mergel* bis *mergeliger Sandstein* 3.) gelbgrüne (5 Y 7/2), hell olive (10 Y 6/2) und hell olivgraue Farbtöne herrschen vor 4.) unregelmässig 5.) sehr inhomogen, knetbar, brechbar bis schlagbar 6.) Liegendfläche kann nicht beobachtet werden 7.) unregelmässig geschichtet, die einzelnen Schichten unterscheiden sich durch ihre Zusammensetzung, lassen sich aber innerhalb des Aufschlusses lateral meist nicht verfolgen 8.) (mi, Probe 3/2, stammt aus einer verhärteten Bank) a) 2–200 b) mittelmässig c) + d) Karbonat und Mineralien der Tonfraktion; 60 e) 40 f) Quarz; 80. Plagioklas, Na-K-Feldspat; 15 g) Muskowit, Biotit, Chlorit, Amphibol h) Zirkon, Granat, Titanit, Epidot, Erz 10.) die Suche nach Makrofossilien blieb erfolglos
2/1,2,3	430	2			1.) fein- bis grobkörniger kalkhaltiger *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken 3.) hell grüngrau (5 G 8/1) bis grünlich grau (5 G 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar, angewitterte Partien brechbar 6.) Liegendfläche unregelmässig, wahrscheinlich greift der Sandstein rinnenartig in die Nagelfluh hinab 7.) massig, 2 m über der Basis plattige Absonderung 8.) wechselnd, einzelne mergelige Partien; einzelne Geröllnester und -schnüre treten auf; (mi; Proben 1 und 3) a) 30–750 b) schlecht c) Karbonat, 10 e) 90 f) Quarz, z. T. als feinkörnige Aggregate; 45 Plagioklas, z. T. serizitisiert, Na-K-Feldspat, z. T. Mikroklin; 10 Gesteinsbruchstücke (Radiolarite, Kalkarenite, Eruptivgesteine, Metamorfite); 45 g) Muskowit, Biotit, Chlorit, Pyroxen, Amphibol h) ?Apatit, Turmalin, Titanit, Glaukonit i) 1.5 k) eckig-mässig gerundet 10.) lateral bachabwärts wird der Komplex geröllreich, so dass man ihn nicht mehr von der liegenden Nagelfluh abtrennen würde
1	220+ x	1			1.) *Nagelfluh* mit einzelnen Sandsteinlinsen 3.) hell grau (N 7) bis hell olivgrau (5 Y 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar, z. T. durch die Verwitterung mürbe 7.) massig 8.) Gerölle: grösster beobachteter Durchmesser 15 cm; Rundung 0.6–0.8; Quarzite vorherrschend, Hornsteine, Glimmerschiefer, Granite, Diorite bis Gabbros, Sandsteine, Kalke; sedimentäre Komponenten zurücktretend; Vol.-prozentualer Anteil des sandigen Bindemittels variierend; Übergänge zu konglomeratischem Sandstein (mi; des sandigen Bindemittels: fein-mittelkörniger, kalkführender feldspathaltiger Sandstein mit Gesteinsbruchstücken) a) 40–600 b) schlecht c) Karbonat; 15 e) 85

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung
30	40 + x		1	
29/1, 2, 3	285	2		40/155
28	50			

f) Quarz, z.T. feinkörnige Aggregate; 50
Plagioklas, z.T. serizitisiert, Myrmekite; Na-K-Feldspat, z.T. Mikroklin; 20
Gesteinsbruchstücke (Karbonate, Kalk-(?Dol-)arenite, Radiolarite, Eruptivgesteine, Metamorfite); 30
g) Muskowit, Biotit, Chlorit, Amphibole, Pyroxene
h) Granat, Zirkon, Epidot, Titanit, Erz
i) 1.1
k) eckig bis mässig gerundet

PROFIL OP 2 UND OP 2a:

Koord. LK der Basis von 2: 604.730/179.955 (vgl. Fig. 10)
Ausgangshöhe der Profilaufnahme im Liegenden bei Schicht Nr. OP 2/1 ca. 653 m ü.M.

1.) sandiger *Mergel*
3.) grüngrau (5 GY 6/1)
4.) unregelmässig
5.) brechbar bis schlagbar
6.) Übergang zum Liegenden
7.) massig
8.) (ma) Sandgehalt wechselnd, kalkreich
9.) steril

1.) fein- bis mittelkörniger, kalkiger feldspathaltiger *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken
2.) auf einer Bankfläche gemessen
3.) hell grüngraue (5 GY 7/1) und mittlere hell graue (N 6) Farbtöne wiegen vor
4.) unregelmässig
5.) schlagbar
6.) Liegendgrenze scharf, eben
7.) dickbankig
8.) vertikal und lateral wechselnd, einzelne stark verhärtete mergelige Knauer treten auf (Probe 29/2) (mi, 29/3)
a) 30–600
b) schlecht
c) Karbonat; 25
e) 75
f) Quarz, z.T. undulös auslöschend; einzelne feinkörnige Aggregate; 50
Na-K-Feldspat, z.T. Mikroklin; Plagioklas, z.T. serizitisiert; 20
Biotit, z.T. chloritisiert; 5
Gesteinsbruchstücke; 25
g) Muskowit, Chlorit, Pyroxen (u.a. Diopsid)
h) Granat, Zirkon, Titanit, Erz
i) 1.2
k) eckig bis mässig gerundet
10.) mikroskopisch ist im Schliff 29/1 eine normal liegende Kreuzschichtung erkennbar

1.) stark sandiger *Mergel*
3.) grünlichgrau (5 GY 6/1)
4.) unregelmässig
5.) brechbar
6.) Liegendfläche scharf, eben
7.) massig
8.) (ma) Sandfraktion: feinkörnig; kalkreich; einzelne stärker verhärtete Konkretionen, Durchmesser ca. 1 cm, abgeplattet, sind regellos eingelagert

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
27, 26	195				1.) leicht mergeliger, kalkiger, feldspathaltiger *Sandstein* 3.) hell olivgrau (5 Y 6/1), grünlichgrau (5 GY 6/1) gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) massig 8.) (ma) Quarz, Feldspat, wenig Glimmer, Bindemittel kalkig
25	95				1.) fein sandiger *Mergel* 3.) grünlichgrau (5 GY 6/1), hell blaugrau (5 B 7/1), gelblich grau (5 Y 6/2) gefleckt 4.) unregelmässig 5.) brechbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) massig 8.) (ma) Sandgehalt variierend, kalkreich
24	60		1		1.) feinsandiger, z. T. toniger *Mergel* 3.) grünlichgrau (5 G 6/1) 4.) unregelmässig 5.) brechbar bis schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) dünnplattig, ganz zerbrochen 8.) (ma) Sand-, Tongehalt wechselnd, kalkarm 9.) steril
23	75	1		28/166	1.) verhärteter, kalkreicher *Mergel* 2.) auf der Liegendfläche gemessen 3.) hell grünlichgrau (5 GY 7/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) bankig, Bänke z. T. unregelmässig, knauerartig 8.) (mi) a) 2–300 b) schlecht c) + d) Karbonat und Mineralien der Tonfraktion; 70 e) 30 f) Karbonat, dunkel pigmentiert g) Quarz, Plagioklas, Na-K-Feldspat, Muskowit, Biotit, Chlorit, Gesteinsbruchstücke h) Zirkon, Granat, Pyroxen, Glaukonit, Erz Gegen das Hangende zu sandiger und etwas weicher werdend
22	115	1			1.) fein- bis mittelkörniger, glimmerhaltiger, kalkiger *Sandstein* 3.) hell olivgrau (5 Y 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) massig 8.) (mi) a) 20–500 b) schlecht c) Karbonat; 25 e) 75 f) Quarz, z. T. undulös auslöschend; 85 Plagioklas; Na-K-Feldspat, z. T. Mikroklin; teilweise serizitisiert; 10 Gesteinsbruchstücke; 5 g) Biotit, z. T. chloritisiert, Chlorit, Pyroxen h) Granat, Titanit, Klinozoisit, Zirkon, Erz 10.) Schliff stark zerrissen, so dass Schätzungen u. U. ein falsches Bild ergeben

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
21	50				1.) toniger, z.T. etwas sandiger *Mergel* 3.) hell grünlichgrau (5 GY 7/1), dunkles Gelb (5 Y 6/4), gefleckt 4.) unregelmässig 5.) brechbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) massig 8.) (ma) Sand-Tongehalt variierend, kalkreich; einzelne verhärtete Konkretionen, bis 2 cm Durchmesser, treten auf
20	40				1.) toniger *Mergel* 3.) dunkles Grünlichgrau (5 GY 4/1) 4.) zerreibbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) blättrig 8.) (ma) wenig Kalk enthaltend, Tongehalt variierend
19	80	1			1.) *Nagelfluh* 3.) graue, z.T. graurote Farbtöne wiegen vor 4.) unregelmässig 5.) stark angewittert, mürbe, brechbar bis zerreibbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) massig 8.) (mi des Bindemittels) a) 2–700 b) schlecht c) + d) Karbonat, Mineralien der Tonfraktion; 10 e) 90 f) Quarz; Plagioklas, z.T. serizitisiert; Na-K-Feldspat, z.T. Mikroklin; Gesteinsbruchstücke g) Biotit, z.T. chloritisiert, Chlorit, Muskowit, Pyroxen, ?Amphibol h) Zirkon, Granat, Erz Komponenten: mässig gerundet bis gut gerundet (0.5–0.8); vorwiegend Quarzite; Granite, Metamorfite, wenig sedimentäres Material 10.) sehr schlecht aufgeschlossen und stark angewittert
18	10				1.) toniger *Mergel* 3.) graurot (5 R 4/2) 4.) entlang Flächen, die sich unter verschiedenen Winkeln schneiden 5.) brechbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) massig 8.) (ma) an der Basis noch etwas sandig, Tongehalt wechselt, kalkhaltig
17	80	1			1.) feinkörniger, feldspatführender, glimmerreicher kalkiger *Sandstein* 3.) helles Gelbbraun (10 YR 7/2) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar, sehr inhomogen 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) massig 8.) (mi, aus einer härteren Partie) a) 20–250 b) mittelmässig c) Karbonat; 25 e) 75 f) Quarz, z.T. undulös auslöschend, einzelne feinkörnige Aggregate; 75 Plagioklas, z.T. serizitisiert, Na-K-Feldspat, z.T. Mikroklin, z.T. perthitisch; 15 Gesteinsbruchstücke; 10 g) Biotit, z.T. chloritisiert, Chlorit, Muskowit, ?Pyroxen

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
					h) Granat, Titanit, Epidot i) 3.0 k) eckig bis mässig gerundet
16	90				1.) sandiger, z. T. toniger *Mergel* 3.) helles Gelblichbraun (10 YR 6/2) mit bleichroten (10 R 6/2) Flecken 4.) unregelmässig 5.) inhomogen, knetbar bis schlagbar, die verhärteten Partien treten z. T. lagig, z. T. knauerartig auf 6.) Liegendfläche nicht beobachtbar 7.) unregelmässig, dickplattig bis feingeschichtet 8.) (ma) Zusammensetzung lateral und vertikal wechselnd; kalkreich bis kalkfrei
15	20		1		1.) sandiger *Mergel* 3.) dunkles Grüngrau (5 G 5/1) 4.) unregelmässig 5.) brechbar bis schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) massig 8.) homogen, kalkhaltig 9.) einzelne Schalenreste von ?Gastropoden
14	45				1.) leicht sandiger *Mergel* 3.) grünlichgrau (5 GY 6/1), hell grau (NY), hell oliv (10 Y 6/2), gefleckt 4.) unregelmässig 5.) brechbar bis schlagbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) dickplattig bis dünnplattig, Schichtung hervortretend durch tonige Fugen 8.) Sandgehalt variierend; kalkreich
13/1, 2	8–12				1.) toniger *Mergel*, an der Basis sind sehr inhomogen zusammengesetzte *Sandsteine* eingelagert, linsenförmig 3.) braun (5 YR 4/4), graugrün (10 GY 5/2) gefleckt; Sandstein: sehr hellgrau (N 8) 4.) unregelmässig 5.) zerreibbar bis knetbar 6.) Liegendfläche: Erosionsdiskordanz 7.) blättrig 8.) kalkreich; der Sandstein ist relativ glimmerreich, kalkhaltig; Feldspatgehalt $>$ 15 Vol.-% 10.) die Sandsteinlinsen an der Basis sind nicht Erosionsrelikte, sondern in untiefen Rinnen abgelagerte Sedimente
12	6–14				1.) feinsandiger *Mergel* 3.) hell graurot (10 R 5/2) 4.) unregelmässig 5.) brechbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) blättrig 8.) (ma) kalkreich, Sandgehalt wechselnd
11	20	1			1.) feinkörniger, glimmerreicher, toniger, kalkiger *Sandstein* 3.) hell olivgrau (5 Y 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) massig 8.) (mi) a) 2–120 b) schlecht c) + d) Karbonat und Mineralien der Tonfraktion; 60 e) 40

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
					f) Quarz, z.T. undulös auslöschend, Plagioklas, Na-K-Feldspat, Biotit, Chlorit, Muskowit h) Titanit, Zirkon, ?Pyroxen, Erz 10.) Schliff stark zerrissen
10	60				1.) sandiger *Mergel* 3.) grünlich grau (5 GY 6/1), hell blaugrau gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) unregelmässig geschichtet, dickplattig bis feingeschichtet 8.) (ma) Sandgehalt variierend; kalkreich
9	30				1.) mittelkörniger, kalkiger feldspatführender *Sandstein* 3.) hell olivgrau (5 Y 7/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche wahrscheinlich Erosionsdiskordanz, nicht sicher beurteilbar 7.) massig 8.) (ma) Feldspatgehalt 15 Vol.-%, Bindemittel kalkig 10.) sehr stark angewittert, z.T. mürbe
8	10				1.) feinkörniger, z.T. etwas mergeliger *Sandstein* 3.) gelblichgrau (5 Y 8/1), hell grünlichgrau (5 GY 8/1), gefleckt mit einzelnen bläulich z.T. rötlich verfärbten Stellen 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) z.T. Farbschichtung erkennbar 8.) (ma) kalkreich, sehr wenig makroskop. erkennbarer Glimmer
7	20				1.) feinsandiger *Mergel* 3.) hell grünlichgrau (5 GY 8/1) 4.) unregelmässig, z.T. entlang den zahlreichen, das Gestein durchsetzenden Störungsflächen 5.) schlagbar 6.) Liegendgrenze scharf 7.) brechbar bis zerreibbar, einzelne verhärtete Partien, schlagbar 8.) (ma) kalkreich, Ton-Sandgehalt variierend 10.) von zahlreichen ? tektonischen Störungsflächen durchzogen
6	115				1.) toniger *Mergel* 3.) hell grünlichgrau (5 GY 6/1) hell oliv (10 Y 6/2), dunkel gelb (5 Y 6/4) gefleckt 4.) entlang Schichtungsflächen, vertikal unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) unregelmässig, feingeschichtet bis dickplattig 8.) (ma) kalkreich
5	420				1.) mittel- bis grobkörniger, kalkführender, feldspathaltiger *Sandstein* 6.) Liegendfläche fällt steiler als die Lageintersektion; ?Erosionsdiskordanz oder lateraler Fazieswechsel Vgl. die Beschreibung von OP 1/5 und OP 1.4.2
4	400–560			20/152	1.) *Nagelfluh* mit einzelnen Sandsteinlinsen 2.) Schichtlage an der Basis der Nagelfluh gemessen, an einer Erosionsdiskordanz 6.) Erosionsdiskordanz im Liegenden 10.) die Mächtigkeitsschwankung ist zwischen den beiden Profilen OP 2 und OP 2a (horizontale Distanz 17 m) festgestellt worden Vergleiche die ausführliche Beschreibung von OP 1/4 und die Nagelfluhanalyse

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
3/7	22				1.) leicht toniger *Mergel* 3.) hell olivgrau (5 Y 6/1), bleichrot (5 R 6/2), mittleres Hellgrau (N 6) gefleckt 4.) schalig aufbrechend 5.) schlagbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) blättrig bis feingeschichtet 8.) (ma) kalkreich, Tongehalt etwas variierend
3/6	9–11				1.) sehr feinkörniger, mergeliger *Sandstein* 3.) mittler hellgrau (N 6), hell olivgrau (5 Y 6/1) gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, unregelmässig 7.) massig 8.) (ma) Zusammensetzung konstant, kalkreich
3/5 ; 3/4	120				1.) z. T. toniger, z. T. sandiger *Mergel* 3.) sehr hell blaugrau (5 B 8/1), mittler hellgrau (N 6), dunkelgelb (5 Y 6/4), gefleckt 4.) unregelmässig, z. T. schalig 5.) brechbar, z. T. schlagbar, sehr inhomogen 6.) Liegendgrenze scharf, eben 7.) bankig bis dünnplattig 8.) (ma) kalkreich; sandige Partien glimmerreich
3/3	80	1		24/144	1.) feinkörniger toniger, kalkführender *Sandstein* 2.) auf der Hangendfläche gemessen 3.) mittler hellgrau (N 6), hell olivgrau (5 Y 6/1) gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) massig 8.) (mi) a) 2–300 b) schlecht c) + d) Karbonat und Mineralien der Tonfraktion; 70 e) 30 f) Quarz, z. T. undulös auslöschend Plagioklas, Na-K-Feldspat, Biotit, Muskowit, Chlorit h) ?Titanit, Erz
3/2	80				1.) feinkörniger, mergeliger *Sandstein* 3.) mittler hellgrau (N 6) mit einzelnen etwas dunklergrauen Lagen 4.) lagig, z. T. unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche nicht beobachtbar 7.) dick- bis dünnplattig, die einzelnen Platten feingeschichtet; Platten durch Tonhäute oder -lagen voneinander getrennt 8.) Sandgehalt variierend; kalkreich 10.) schlecht aufgeschlossen
3/1	70	1			1.) fein- bis mittelkörniger kalkführender *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken 3.) hell grünlichgrau (5 GY 7/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) massig 8.) (mi) a) 2–500 b) schlecht c) + d) Karbonat, Mineralien der Tonfraktion; 25 e) 75

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
					f) Quarz; 55 Na-K-Feldspat, z.T. Mikroklin; Plagioklas, z.T. serizitisiert; 20 Gesteinsbruchstücke; 20 Biotit, z.T. chloritisiert; 5 g) Chlorit, ?Pyroxene h) Granat, Zirkon, Epidot, Glaukonit, Apatit, Erz i) 1.2 k) kanten- bis mässig gerundet
2/1–3	460	2			1.) fein- bis grobkörniger, kalkführender feldspathaltiger *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken 3.) hell grau (N 7) bis mittleres Hellgrau (N 6) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar, z.T. brechbar, mürbe da angewittert 6.) Liegendfläche scharf, eben; innerhalb der Abfolge kann eine Erosionsdiskordanz beobachtet werden; am Rinnenboden finden sich vereinzelte Gerölle; die Sandsteine im Liegenden und Hangenden der Diskordanz unterscheiden sich makroskopisch und mikroskopisch nicht (Schliffe 2/2, 2/3) 7.) massig, z.T. Kreuzschichtung zeigend, die klar hervortritt durch eingelagerte wenig mächtige (mm- bis cm-Bereich) Braunkohlenlagen, die das umgebende Gestein verfärben 8.) (mi) vgl. die Beschreibung der Proben OP 1/2/1 und 3; einzelne Gerölle sind eingelagert 10.) Die Kreuzschichtung zeigt die normale Lage der Sedimente; der Sandstein ist stark angewittert und mürbe
1	200 +x				1.) *Nagelfluh* mit Sandsteinzwischenlagerungen 3.) graue, olivgraue und grünlichgraue Farbtöne herrschen vor 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 7.) massig 8.) (ma) siehe die Beschreibung von OP 1/1; Nagelfluh z.T. dicht gepackt, z.T. sich auffiedernd in einzelne Geröllschnüre und -bänder

PROFIL OP 3:

Koord. LK der Basis des Profiles: 604.430/179.985 (vgl. Fig. 10).
Koord. LK der stratigraphisch höchsten Schichten des Profiles: 604.420/179.990 (Felswand über der Säugerfundstelle OP 3/0, siehe Fig. 14).
Ausgangshöhe der Profilaufnahme im Liegenden bei Schicht OP 3/1: ca. 705 m ü. M.

17	ca. 400				1.) sandige *Mergel* bis mergelige *Sandsteine;* geschichtet; nicht näher untersucht, da nicht gut zugänglich, z.T. durch Schutt bedeckt
16	ca. 500				1.) mittel- bis grobkörniger *Sandstein* 3.) grünlichgraue und graue Farbtöne sind vorherrschend 4.) unregelmässig 5.) inhomogen, schlagbar bis brechbar 6.) z.T. zum Liegenden übergehend, z.T. scharf abgegrenzt; die Grenzfläche verläuft steiler als die Lageintersektion 7.) massig 8.) (ma) inhomogen, vgl. die Beschreibung von OP 1/5, OP 1/4,2
15	140				1.) *Nagelfluh*, Ausläufer des unter OP 1/4 und OP 2/4 beschriebenen Komplexes; Liegendfläche: z.T. Übergang, z.T. Erosionsdiskordanz

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
14	780				1.) mittel- bis grobkörniger, kalkführender feldspathaltiger *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken 3.) hell grau (N 7) bis hell olivgrau (5 Y 7/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar, durch die Verwitterung z. T. mürbe 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) massig, z. T. Kreuzschichtung 8.) (ma) Quarz, Feldspat > 15 Vol.-%, Gesteinsbruchstücke, relativ viel Glimmer; Bindemittel kalkig; vereinzelte Geröllnester und -schnüre; etwas feinkörnigere, verhärtete Partien treten vereinzelt knauerartig vor; Zusammensetzung ziemlich homogen 10.) einzelne Stellen zeigen eine Kreuzschichtung, die die normale Lagerung des Sediments zeigt
13	60				1.) feinkörniger, z. T. etwas mergeliger *Sandstein* 3.) hell olivgrau (5 Y 6/1), einzelne rötliche und bläuliche Verfärbungen der mergeligeren Partien 4.) z. T. unregelmässig, z. T. entlang den den Sandstein durchsetzenden, ?tektonischen Flächen 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) dickplattig, Schichtfugen z. T. mit tonigen Belägen 8.) (ma) inhomogen; einzelne feinsandige, kalkreiche Partien, vertikal übergehend in mergeligere, z. T. etwas tonigere Ablagerungen
12	200				1.) mittelkörniger kalkiger, feldspatführender *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken 3.) sehr hell grau (N 8) bis hell grünlichgrau (5 GY 7/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar
11	180				1.) feinkörniger, kalkiger *Sandstein* 3.) hell olivgrau (5 Y 6/1), grünlichgrau (5 GY 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 6.) Liegendgrenze scharf, eben 7.) dickplattig, die einzelnen Platten z. T. feingeschichtet 8.) (ma) Quarz, relativ viel Feldspat, relativ viel Glimmer, kalkhaltiges Bindemittel
10	135				1.) mittel- bis grobkörniger kalkiger, feldspathaltiger *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken 3.) graue und grünlichgraue Farbtöne herrschen vor 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendgrenze scharf, eben 7.) massig 8.) (ma) Quarz, Feldspat > 15 Vol.-%, wenig Glimmer; Bindemittel kalkig. Eingelagert sind einzelne Gerölle und Geröllschnüre; Gerölle 3–4 cm Durchmesser; gerundet bis sehr gut gerundet (0.6–0.8); Quarzite, Eruptivgesteine, Radiolarite, im allgemeinen aber wenig sedimentäre Komponenten
9	40				1.) fein- bis mittelkörniger glimmerführender, kalkiger feldspathaltiger *Sandstein*, z. T. etwas mergelig 3.) grünlichgrau (5 GY 6/1) 4.) lagig, z. T. unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 6.) Liegendfläche nicht beurteilbar 7.) dünnplattig, Trennflächen zwischen den Platten glimmerreich 8.) (ma) Quarz, Feldspat > 15 Vol.-%, relativ viel Glimmer, Bindemittel kalkig
8	35				1.) *Nagelfluh* 3.) grünlichgraue und graubraune Farbtöne sind vorherrschend

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
					4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar, z. T. mürbe durch die Verwitterung 6.) Liegendfläche nicht beobachtbar 7.) massig 8.) (ma) Bindemittel: sandig, kalkhaltig, Vol.-prozentualer Anteil relativ klein. Gerölle: bis 10 cm Durchmesser, mässig gerundet bis sehr gut gerundet (0.5–0.8); Quarzite, viele Eruptivgesteine und Metamorfite, Radiolarite und Kalke selten; durchschnittlicher Geröllduchmesser 2 cm 10.) schlecht aufgeschlossen, z. T. stark angewittert; lateral auskeilend
7	20				1.) sandiger *Mergel* 3.) hell olivgrau (5 Y 6/1), grünlichgrau (5 GY 6/1) 4.) lagig, z. T. unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, unregelmässig gewellt 7.) feingeschichtet bis dünnplattig 8.) (ma) homogen, kalkreich
6	120			38/178	1.) fein- bis mittelkörniger kalkiger, feldspathaltiger *Sandstein* 2.) auf der Hangendfläche gemessen; ungenau, da Fläche unregelmässig gewellt 3.) hell olivgrau (5 Y 6/1) bis hell grünlichgrau (5 GY 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) dickbankig 8.) (ma) Quarz, Feldspat > 15 Vol.-%, relativ wenig Glimmer, Bindemittel kalkig
5	10–50				1.) toniger *Mergel* 3.) hell blaugrau (5 B 7/1), grünlichgrau (5 G 6/1), hell olivgrau (5 Y), gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 6.) Liegendfläche scharf, eben; faziell nicht horizontbeständig; offenbar haben verschiedene zeitlich aufeinanderfolgende Erosions- und Sedimentationsphasen stattgefunden 7.) unregelmässig feingeschichtet bis blättrig, z. T. wirr gelagert 8.) (ma) mehr tonige Partien wechseln mit kalkreichen
4/1, 2	60–100		1		1.) feinkörniger, z. T. leicht mergeliger feldspathaltiger *Sandstein* 3.) hell olivgrau (5 Y 6/1); stellenweise ist dieser Sandstein aber mittel dunkelgrau (N 4) gefärbt; diese dunkelgrauen Partien sind nicht horizontbeständig, sondern treten z. T. an der Obergrenze, z. T. an der Untergrenze des Horizontes auf 4.) unregelmässig 5.) brechbar bis schlagbar 6.) allmählicher Übergang zum Liegenden 7.) massig 8.) (ma) Quarz, Feldspat > 15 Vol.-%, wenig Glimmer; Bindemittel kalkig in den olivgrauen Partien; die dunkelgrauen Partien sind kalkfrei oder weisen sehr wenig Kalk auf 9.) Im Liegenden Übergang von dunkelgrauen zu olivgrauen Partien; hier finden sich vereinzelte Heliciden (vgl. 6.23.)
3	35				1.) feinsandiger, z. T. leicht toniger *Mergel* 3.) hell olivgrau (5 Y 7/1), hell grünlichgrau (5 GY 7/1), hell gelbbraun (10 YR 5/4), gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) wirr geschichtet 8.) (ma) Sand–Tongehalt variierend, zahlreiche Tonhäute, kalkreich; viele verschieden grosse (mm- bis cm-Bereich) längliche bis rundliche, stark verhärtete, kalkreiche Konkretionen

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
2	205				1.) fein- bis mittelkörniger, z. T. mergeliger, kalkiger feldspathaltiger *Sandstein* 3.) hell grünlichgrau (5 GY 7/1) im Hangenden, grau bis gelbgrau gefleckt im Liegenden 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Grenze gegen das Liegende scharf, eben 7.) massig 8.) (ma) inhomogen, wechselt in der Vertikalen; Probe 2: Quarz, Feldspat > 15 Vol.-%, wenig Glimmer; Bindemittel kalkig
1	150+x				1.) fein- bis mittelkörniger, feldspathaltiger *Sandstein* 3.) grünlichgrau (5 GY 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar, z. T. mürbe durch Anwitterung 7.) massig 8.) (ma) Quarz, Feldspat > 15 Vol.-%, wenig Glimmer, wenig Kalk Ca. 150 cm stratigraphisch unter der Basis von OP 3/1 liegt die Säugerfundstelle OP 3/0; im Bachbett finden sich die im folgenden beschriebenen sandigen Mergel; ob sie normalstratigraphisch unter das Profil OP 3 gehören oder ob das ganze Paket leicht versackt ist (s. Fig. 14), die fossilführenden Mergel würden dann irgendwo über OP 3/2 einzureihen sein, kann nicht entschieden werden.
0	x+60+x		1		1.) sandige, z. T. leicht tonige *Mergel* bis mergelige *Sandsteine* 3.) hell blaugrau (5 B 7/1), gelbgrau (5 Y 7/2), hell oliv (10 Y 6/2), gefleckt mit einzelnen mittler dunkelgrau (N 4) gefärbten Partien 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 7.) massig, z. T. unregelmässig feingeschichtet bis dünnplattig 8.) (ma) kalkreich im allgemeinen, die dunklen Partien sind sandiger, kalkärmer 9.) siehe 6.232.

Analyse der Nagelfluh-Probe OP 1/4/1 aus dem Öligraben-Profil 1 (vgl. Fig. 11)

Um die mächtigste, lateral aber auskeilende Nagelfluh der Öligraben-Profile objektiv beschreiben zu können, sind qualitative und quantitative Untersuchungen an einer Geröllprobe durchgeführt worden:

- Auf einer möglichst ebenen, wenig angewitterten Stelle des Aufschlusses ist ein Quadrat mit dem Inhalt ¼ m² aufgezeichnet worden. Die Gerölle sind einzeln aus dieser Fläche herausgelöst worden.
- Im Labor sind die Komponenten ausgemessen und in vier Grössenklassen (nach Wentworth in Dunbar & Rodgers 1957: 161) eingeteilt worden; die Form der Gerölle ist nach der Methode von Zingg (1935: 55) bestimmt worden, die Rundung der Gerölle nach Krumbein (1941, Taf. I; vgl. 1.325.). Totalgewicht der untersuchten Gerölle: 8,6 kg; Gerölle mit Durchmesser < 1.6 mm: 281 g.

M. Blenk (1960) hat gezeigt, dass die morphometrisch ausgewerteten Einzeluntersuchungen nur sehr beschränkt deutbar sind. Im untersuchten Gebiet ist es nicht möglich, längs eines Schuttfächers verschiedene Proben zu entnehmen und zu Historiogrammen (Hoevermann & Poser 1951) zusammenzustellen. Ich habe deshalb darauf verzichtet, die Messwerte L, l, E, r (Cailleux & Tricart 1959, I: 259, M. Blenk 1960: 203) zu bestimmen. Die Formbezeichnungen nach Zingg (1935; Quotienten E/l, l/L) lassen sich ohne weiteres vergleichen mit den von anderen Autoren vorgeschlagenen Quotientenbildungen und -darstellungen (vgl. Blenk 1960: 207); für die angegebenen Rundungsgrade hingegen ist dies nicht möglich (vgl. Blenk 1960: 204, 210).

Untersuchungen über den lateralen und vertikalen Wechsel der Zusammensetzung der Nagelfluh innerhalb der Schicht sind nicht durchgeführt worden; die Zusammensetzung der übrigen Nagelfluhbänke in den Profilen ist nur geschätzt worden.

Gestein	Schliff Nr.	GROESSE in mm						FORM												RUNDUNG															
		16-32		32-64		64-128		16-32				32-64				64-128				16-32					32-64					64-128					
			%		%		%	I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV	.5	.6	.7	.8	.9	.5	.6	.7	.8	.9	.6	.7	.8			
Radiolarite		2	1.1	5	2.7			2				3	1		1						2				2	2	1								
Sandsteine versch. Varietäten	2,3	27	14.5	16	8.6	5	2.7	11	4	5	7	10	2	1	3	3		1	1	3	7	16		1	1	5	6	4		3	1	1			
Kalke, dicht	1	3	1.6	2	1.1			2	1					2						1		1	1				2								
Spongolith	7					1	0.5									1															1				
Quarzite, Gangquarze	13	23	12.4	29	15.6	2	1.1	7	11	1	4	14	5	4	6	1		1		3	14	6			3	16	9	1		1	1				
Granite, versch. Varietäten	4,5 8,9	19	10.2	22	11.8	7	3.9	6	10		3	14	2	4	2	3	2	1	1	5	7	6	1		1	2	7	10	2	2	2	3			
Quarzdiorite	12			2	1.1							2																2						
Quarzgabbro (?)	10			1	0.5								1												1									
Rhyolithe	6,15	1	0.5	7	3.9	1	0.5	1				5	1		1	1					1					2	5			1					
Gneise	11	2	1.1	1	0.5	2	1.1				2				1	1		1				2				1				2					
nicht näher bestimmte kristalline Gesteine		5	2.7	1	0.5			1	1	1	2		1							1	1	2	1				1								
		82	44.0	86	46.0	18	10.0	30	27	7	18	48	15	9	14	10	2	4	2	13	32	33	3	1	8	28	31	17	2	9	5	4			
		186						186												186															

Sedimente : 61 (33%) Quarzite und Gangquarze : 54 (29%) . Kristalline Komponenten : 71 (38%)

Fig. 11: Nagelfluhanalyse der Probe OP 1/4/1

Auf die mögliche Provenienz der Gerölle wird nicht eingegangen. Hinweise über Ablagerungsmilieu und Transportweg können bestenfalls, wie dies M. Blenk u. a. Autoren gezeigt haben, mit einer statistischen Auswertung der morphometrischen Analysen an einzelnen Geröllarten mit möglichst konstanter Zusammensetzung erhalten werden.

Schliffbeschreibungen der Nagelfluhgerölle (Beschreibungsschema siehe 1.326; vgl. Fig. 11)

– Geröll Nr. OP 1/4/1/2: feinkörniger kalkhaltiger *Sandstein*
  a) 4–150
  b) schlecht
  c) + d) Karbonat
  f) Karbonat, z. T. mit hämatitischem Pigment; Quarz Plagioklas, z. T. serizitisiert; Na-K-Feldspat
  g) Serizit, Biotit
  h) Zirkon, ? Titanit, Chlorit, Glaukonit, Erz, ? graphitische Substanz
  Organischer Gehalt: Foraminiferenreste, vor allem Globotruncanen; ein Querschnitt von *Globotruncana* cfr. *lapparenti tricarinata* (Quereau) 1893; vgl. Bolli (1944: 232)

– OP 1/4/1/3: feinkörniger, kieseliger, etwas kalhaltiger feldspatführender *Sandstein*
  a) 20–100
  b) mittelmässig
  c) kieselig, z. T. etwas karbonatisch; 40
  e) 60
  f) Quarz; Karbonat, die meisten Körner sind von bräunlichrotem ?hämatitischem Pigment umgeben; Plagioklas und Na-K-Feldspat, > 10
  g) Serizit
  h) Titanit, Amphibol, Chlorit
  Das Gestein wird von rekristallisierten Kalzitadern, von Quarzadern und Quarz-Karbonatadern durchzogen; Schrägschichtung erkennbar

- OP 1/4/1/4: biotitführender *Granit*, hypidiomorph, heterogranoblastisch bis porphyroblastisch, in der Zusammensetzung sehr ähnlich OP 1/4/1/5, einem chloritführenden etwas quarzreicheren (25%), hypidiomorphen, heterogranoblastischen *Granit*
  a) 20–4000
  f) Quarz, 15; Albit (max. Ausl.-schiefe in der Zone ⊥ (010) 15°, opt. pos.), z. T. serizitisiert; Na-K-Feldspat, oft perthitisch
  g) Biotit, stark chloritisiert; ? Klinozoisit; Karbonatäderchen
  h) Titanit, Chlorit, Erz

- OP 1/4/1/6: *Rhyolith*, hypokristallin, porphyrische Struktur
  a) Porphyrkristalle 50–2300
  f) die Grundmasse besteht aus Quarz, Feldspäten, Serizit; Einzelmineralien nur teilweise erkennbar, z. T. kryptokristallin; in der Grundmasse regelmässig verteilte Porphyrkristalle:
  Quarz, mit Einschlüssen, 35; Orthoklas, oft perthitisch entmischt, 35; Oligoklas bis Andesin (max. Ausl.-schiefe ⊥ (010) ung. 18°, 2V neg.), z. T. stark serizitisiert, 30;
  g) ? Hornblende (Mg-reich) mit Zonarstruktur; Biotit stark chloritisiert, Chlorit; Karbonat, z. T. in Adern, die die Porphyrkristalle durchsetzen
  h) Titanit

- OP 1/4/1/8: *Biotitgranit*, granoblastische Struktur, Paralleltextur, in der Zusammensetzung sehr ähnlich OP 1/4/1/9, einem granoblastischen bis porphyroblastischen *Biotitgranit*
  a) 100–2000
  f) Quarz, 30; Oligoklas (max. Ausl.-schiefe ⊥ (010) 11°, 2V neg.), z. T. myrmekisiert, 20; Orthoklas, z. T. perthitisch entmischt, z. T. serizitisiert, 45; Biotit, z. T. chloritisiert, 5;
  g) aktinolith. Hornblende, Chlorit
  h) Karbonat, Apatit, Granat, Titanit, Erz

- OP 1/4/1/11: *Biotit-Chlorit-Gneis*, granoblastisch
  a) 30–900
  f) Quarz; Na-K-Feldspat, z. T. stark serizitisiert
  g) Plagioklas, nicht näher bestimmbar, serizitisiert; Amphibolrelikte, Chlorit; Biotit, chloritisiert, vereinzelt mit Sagenitgitter; Karbonat, Erz
  h) Rutil, Apatit, Titanit, Zirkon, Epidot

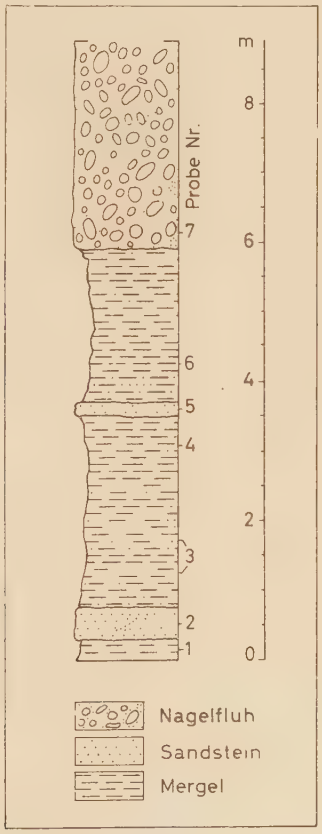


Fig. 12: Typusprofil der Lienegg-Formation

- OP 1/4/1/12: *Quarzdiorit*, granoblastisch
  a) 10–1500
  f) Quarz, undulös auslöschend; Na-K-Feldspat, z.T. perthitisch; Andesin (max. Ausl.-schiefe ⊥ (010) 18°, 2V neg.), z.T. stark serizitisiert
  g) Amphibol- und ?Pyroxenrelikte; Biotit, z.T. chloritisiert; Chlorit
  h) Turmalin, Zirkon, Klinozoisit, Erz
- OP 1/4/1/13: *Quarzit*
  a) 10–200
  f) Quarz, z.T. undulös auslöschend, Körner z.T. verzahnt
  g) Serizit
  h) Amphibol, Chlorit, Zirkon, ?Titanit, Erz, Karbonatadern und einzelne Karbonatkörner
- OP 1/4/1/15: *Rhyolith* mit mikrogranitischer Grundmasse
  a) 20–1800
  f) Grundmasse: Quarz, z.T. undulös auslöschend; Oligoklas (11° max. Ausl.-schiefe ⊥ (010), 2V neg.), z.T. stark serizitisiert; Na-K-Feldspat;
  Porphyrkristalle: Quarz mit Reaktionsrändern, Oligoklas, z.T. stark serizitisiert, Orthoklas, z.T. stark serizitisiert
  g) Chlorit, Biotit, z.T. stark chloritisiert, einzelne Individuen mit Sagenitgitter
  h) Rutil, Titanit, Zirkon, Muskowit, Karbonat, Erz

6.213. Die Lienegg-Formation

Typlokalität: Lienegg (vgl. Taf. II), 604.215/178.290.

Stratotyp: Schobersegg-Profil (Aufschluss Nr. st 11 Q); 603.830/178.490. Ausgangshöhe bei Schicht st 11 Q 1: ca. 950 m.

Grenzen: Abgrenzung von der Öligraben-Formation: siehe 6.212.
Grenze im Hangenden: Sie fällt mit dem Kontakt Subalpine Molasse–Subalpiner Randflysch zusammen (vgl. Taf. II).

Mächtigkeit: ca. 600 m mächtig; maximale Mächtigkeit gemessen am Fusse des östlichen Gürbetalhanges; da wir die Trennfläche Subalpine Molasse–Subalpiner Randflysch nicht konstruieren können (vgl. 2.222., Taf. II, III) kann über die Form der Schuppe nichts ausgesagt werden.

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung
7,b,c,d	x + 300	2		50/150

SCHOBERSEGG-PROFIL (st 11 Q)

Vgl. Fig. 12, wo die stratigraphische Höhe der Probeentnahmen eingetragen ist.

Beschreibungsschema: vgl. 1.32. bis 1.34.

1) *Nagelfluh* mit sandigen unregelmässig begrenzten Zwischenlagerungen
2.) auf der Liegendfläche gemessen
3.) gelbgrau (5 Y 8/1); gelbbraun anwitternd
4.) unregelmässig
5.) schlagbar
6.) Liegendfläche auf 50 cm freigelegt; scharf, eben, liegt normal (s. oben)
7.) massig
8.) vgl. die Nagelfluh-Analyse (Aufschluss st 11 E), wie sie an der Lienegg durchgeführt worden ist; (mi) des Bindemittels: mittelkörniger bis konglomeratischer, kalkiger Sandstein mit Gesteinsbruchstücken
   a) 40 – grösser 2500
   b) schlecht
   c) Karbonat; 20
   e) 80
   f) Quarz; 50. Plagioklas, Na-K-Feldspat (z.T. Mikroklin), teilweise serizitisiert; 10
   Gesteinsbruchstücke; 40
   h) Muskowit, Chlorit, Epidot, Glaukonit
   i) 1.0
   k) eckig bis kantengerundet
   Komponenten max. 30 cm Durchmesser, mässig gerundet bis gut gerundet (0.5–0.7); Zusammensetzung analog der bei Aufschluss st 11 E

Nr. der Probe	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
6	220		2		1.) sandiger *Mergel* 3.) gelbgrau (5 Y 7/2), bis grauorange (10 YR 7/4) 4.) unregelmässig 5.) brechbar bis schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) massig 8.) (ma) Sand-Tongehalt variierend, kalkreich 9.) vereinzelte Foraminiferen-Bruchstücke
5	10				1.) mittel- bis grobkörniger kalkiger *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken 3.) gelbgrau (5 Y 8/1), gelbbraun anwitternd 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendgrenze scharf, eben 7.) massig 8.) (ma) makroskopisch identisch mit Probe 2
4, 3	275		2		1.) feinsandiger, z. T. leicht toniger *Mergel* 3.) graugelb (5 Y 7/4), hell oliv (10 Y 6/2) gefleckt 4.) unregelmässig 5.) brechbar 6.) Liegendgrenze scharf, eben 7.) massig 8.) (ma) inhomogen, Sand-Tongehalt variierend, an der Basis finden sich harte Sandsteinlinsen (gelbbraun); kalkreich; relativ viel Glaukonit 9.) in der Sammelprobe 50–100 cm über der Basis (3) fand sich eine aufgearbeitete Foraminiferen-Fauna[1].
2	50	2			1.) mittel- bis grobkörniger *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken 3.) gelbgrau (5 Y 7/2) bis grauorange (10 YR 7/4) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendgrenze scharf, eben 7.) massig, z. T. Kreuzschichtung zeigend 8.) (mi) a) 40–3000 b) schlecht c) Karbonat; 15 e) 85 f) Quarz; 65 Plagioklas, Na-K-Feldspat (z. T. Mikroklin), teilweise serizitisiert; 10 Gesteinsbruchstücke; 25 g) Biotit, z. T. chloritisiert, Chlorit, Muskowit h) Granat, Titanit, Pyroxen, Glaukonit, Erz i) 1.9 k) eckig bis kantengerundet 9.) im Schliff sind einzelne Foraminiferen-Bruchstücke erkennbar 10.) die Kreuzschichtung zeigt die normale Lagerung
1	30 + x				1.) sandiger *Mergel* 3.) blaugraue und gelbbraune Farbtöne herrschen vor, gefleckt 4.) unregelmässig 5.) brechbar bis schlagbar 8.) (ma) Sandgehalt variierend; kalkreich

[1] Ich danke Herrn Dr. H. J. Oertli und seiner Mitarbeiterin M^me^ Aubert, SNPA, Centre de Recherches, Pau, für die Durchsicht dieser Fauna. M^me^ Aubert hat die folgenden Formen bestimmt:

Globotruncana fornicata Plummer; *Bolivinopsis* sp., *Aragonia* sp., *Gavelinella* sp., die aus oberkretazischen Sedimenten stammen müssen; ferner *Globorotalia* cfr. *formosa* Bolli, *G. pseudomayeri* Bolli, *G. wilcoxensis* Cushm. & Pon., *Globigerina soldadoensis angulosa* Bolli, *G.* cfr. *turgida* Finlay, *Rotalia* sp., die aus Ablagerungen des Lutétien aufgearbeitet worden sind.

Analyse der Nagelfluh-Probe st 11 E von der Lienegg (vgl. Fig. 13)

Um die Nagelfluh der Lienegg-Formation, die nach den Feldbeobachtungen ziemlich konstant zusammengesetzt ist, einigermassen objektiv beschreiben zu können, ist die Probe st 11 E von der Lienegg (604.215/178.290) qualitativ und quantitativ untersucht worden; Geröllzählungen in verschiedenen Aufschlüssen sind allerdings keine durchgeführt worden.

Auf einer möglichst ebenen Stelle des Aufschlusses ist ein Rechteck von $\frac{1}{2}$ m² Inhalt aufgezeichnet worden; die Gerölle > 16 mm sind einzeln aus dieser Fläche herausgelöst worden. Der Anteil an Geröllen < 16 mm tritt zurück, ist aber nicht quantitativ erfasst worden. Im Felde sind die Gerölle nach den oben beschriebenen Methoden (vgl. 6.212.) ausgemessen und nur Belegstücke im Labor weiter untersucht worden.

Auch hier wird nicht auf die Provenienz der Gerölle und die Genese der Nagelfluh eingegangen (vgl. 6.212.).

Vorherrschend sind die gerundeten bis gut gerundeten (0.6–0.7), grauorangen (10 YR 7/4) bis dunkel gelborangen (10 YR 6/6), vereinzelt hell olivgrauen (6 GY 6/1) bis gelbgrauen (5 Y 8/1) Sandsteine, die z. T. Durchmesser > 128 mm zeigen, maximaler gemessener Durchmesser: 80 cm; 4 Typen von Sandsteinen können unterschieden werden (vgl. die untenstehenden Schliffbeschreibungen st 11 E/1, 2, 4, 5), die durch Übergänge miteinander verbunden sind, so dass sich eine gesonderte Aufführung nicht rechtfertigt. Die ebenfalls in der Kolonne «Sandsteine, verschiedene Varietäten» aufgeführten Typen E 6 und E 7 treten nur mit je 2 Geröllen auf.

Schliffbeschreibungen der Nagelfluhgerölle und des Bindemittels der Lienegg-Nagelfluh, Aufschluss st 11 E (Beschreibungsschema siehe Abschnitt 1.326.; vgl. Fig. 13)

– Schliff Nr. st 11 E/a, c: Bindemittel der Lienegg-Nagelfluh: fein– grobkörniger, kalkiger, feldspathaltiger *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken
  a) 30–2000
  b) schlecht
  c) Karbonat, 15
  e) 85
  f) Quarz, 45–55; Plagioklas, Na-K-Feldspat, z. T. Mikroklin, Feldspäte z. T. serizitisiert, 10–20; Gesteinsbruchstücke (dichte Kalke, Kalkarenite, Eruptivgesteine), 25–45;
  g) Biotit, Muskowit
  h) Glaukonit, Erz
  i) 0.8–1.2
  k) eckig bis kantengerundet
  Makroskopische Charakterisierung siehe Schobersegg-Profil, Probe Nr. 7

– Geröll Nrn. st 11 E/1: fein-mittelkörniger quarzreicher kalkiger *Sandstein*
  a) 10–370
  b) schlecht
  c) Karbonat, mit bräunlichem, ?hämatitischem Pigment, 30
  e) 70
  f) Quarz; Plagioklas und Na-K-Feldspat (z. T. Mikroklin) z. T. etwas serizitisiert, 10
  g) Muskowit, Biotit, z. T. chloritisiert, Chlorit, Serizit
  h) Granat, Zirkon, Titanit, Glaukonit
  k) eckig bis mässig gerundet
  Organischer Gehalt: Foraminiferenbruchstücke, Lithothamnien

– st 11 E/2: fein-mittelkörniger *Kalksandstein*
  a) 20–450
  b) schlecht
  c) Karbonat, 30
  e) 70
  f) Karbonat, z. T. braun pigmentiert; Quarz und Orthoklas, 10;
  h) Zirkon, Titanit, Biotit, Hornblende, Glaukonit, Erz
  k) kantengerundet

Gestein	Schliff Nr.	GROESSE in mm 16 – 32 %	16 – 32	32 – 64 %	32 – 64	64 – 128 %	64 – 128	> 128 %	> 128	FORM 16 – 32 I	II	III	IV	32 – 64 I	II	III	IV	64 – 128 I	II	III	IV	> 128 I	II	III	IV	RUNDUNG 16 – 32 .4	.5	.6	.7	.8	.9	32 – 64 .4	.5	.6	.7	.8	.9	64 – 128 .5	.6	.7	.8	> 128 .6	.7	.8
Sandstein, versch. Varietäten	1,2 4,5 6,7	76	28.8	76	28.8	47	17.6	20	8.0	16	39	6	15	24	31	8	13	16	15	4	12	5	7	4	4		13	28	27	7	1	2	12	34	22	3	3	3	21	20	3	6	9	5
grüngraue, dichte Kalke		6	2.3	1	0.4					2	3	1					1									1		2	3						1								
gelbliche, dichte Kalke		2	0.7	2	0.7						1		1	1	1															2													
Kalkarenite	3	6	2.3	1	0.4					3	3			1													2	1	3				1										
Radiolarite		3	1.1			1	0.4				3								1									3										1					
Quarzite, Gangquarze		7	2.6								5		2														2	1	3	1													
grünliche, rötliche, weisse Granite	8	6	2.3	2	0.7						3	1	2		2												4	1		1			1										
Aplite		1	0.4							1																	1																
Gneise, versch. Varietäten		5	1.9								1		4														1	2	1		1												
Grüngesteine		2	0.7								2																	1		1													
		114	43.0	82	31.0	48	18.0	20	8.0	22	60	8	24	25	35	8	14	16	16	4	12	5	7	4	4	2	28	36	37	10	1	2	12	38	22	5	3	3	21	21	3	6	9	5
				264														264																										
Sedimente: 241 (91%)																										Quarzite und Gangquarze: 7 (3%)																Kristalline Komponenten: 16 (6%)									

Fig. 13: Geröllanalyse der Lienegg-Nagelfluh (Probe st 11E)

– st 11 E/4: fein-grobkörniger kalkiger, feldspathaltiger *Sandstein*
  a) 30–750
  b) schlecht
  c) Karbonat, 15
  e) 85
  f) Quarz, 80; Plagioklas, Na-K-Feldspat (z.T. Mikroklin), 15; Gesteinsbruchstücke, 5;
  g) Biotit, z.T. chloritisiert
  h) Zirkon, Hornblende, Glaukonit, Erz
  k) eckig bis mässig gerundet

– st 11 E/5: fein-grobkörniger, kalkiger feldspathaltiger *Sandstein*
  a) 50–2000
  b) schlecht
  c) Karbonat, 10
  e) 90
  f) Quarz, 80; Plagioklas und Na-K-Feldspat (z.T. Mikroklin), teilweise serizitisiert, 10; Gesteinsbruchstücke, 10
  g) Biotit, z.T. chloritisiert, Chlorit
  h) Epidot, ?Hornblende, Glaukonit, Erz
  k) eckig bis kantengerundet

– st 11 E/6: feinkörniger kalkiger *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken
  a) 30–300
  b) mittelmässig
  c) Karbonat, 10
  e) 90
  f) Quarz, 65; Plagioklas, z.T. serizitisiert, 10; Gesteinsbruchstücke, 15; Hämatit in Schüppchen und als Schuppenaggregate, 10;
  g) Muskowit, Biotit, Chlorit, Glaukonit
  h) Zirkon, Turmalin, Titanit
  k) kantengerundet bis schwach gerundet
  Der hohe Hämatitgehalt verleiht dem Gestein eine rotbraune bis gelbbraune Farbe, die Hämatitaggregate sind makroskopisch durch ihre dunkel rotbraune Farbe erkennbar.

– st 11 E/7: kalkiger *Sandstein* (?)
  a) 20–900
  b) schlecht
  c) Karbonat, 20
  e) 80; zur detritischen Fraktion gehören auch weisse kreidige Kalkkörper, wahrscheinlich, nach gewissen Formen zu schliessen, organischer Herkunft, die beim Schleifen alle herausgerissen worden sind; ca. 35% der detritischen Fraktion; 150–900 μ
  f) Quarz, einzelne Aggregate von verzahnten Quarzkörnern, 45; Plagioklas und Na-K-Feldspat (z.T. Mikroklin), z.T. etwas serizitisiert, < 10;
  g) Gesteinsbruchstücke, 10;
  h) Zirkon, Muskowit, Biotit, Glaukonit, Erz
  k) eckig bis mässig gerundet
  Organische Reste: Bryozoen, Lithothamnien, Foraminiferenbruchstücke; die kreidigen Kalkkörperchen sehen im angewitterten Zustande z.T. aus wie Lithothamnienknollen, z.T. wie Muschelschalen, z.T. aber handelt es sich um kleine kugelige und zylindrische Gebilde.

– st 11 E/8: Biotit- und chloritführender *Granit*, heterogranoblastisch
  a) 30–4000
  f) Quarz, 30; Na-K-Feldspat, z.T. serizitisiert, z.T. perthitisch, 55;
  Albit-Oligoklas (max. Ausl.-schiefe in der Zone $\perp$ (010) 9°, 2V pos.), 15;
  g) Chlorit, Biotit, Karbonat
  h) Zirkon, Erz

6.22. Aufbau der Fuchsegg-Schuppe

Wenn wir annehmen, dass die Schichten konstant mit 37°/150° (Mittelwerte sämtlicher gemessener Fallbeträge und -azimute) einfallen, so ergibt sich eine Mächtigkeit der ganzen Schuppe von 1400 m. Die oberstampische Säugerfundstelle liegt stratigraphisch ca. 400 m über der Basis.

Wie im Abschnitt 2.233. bereits erwähnt worden ist, finden sich stratigraphisch in verschiedenen Höhen sedimentogene Strukturen, die zeigen, dass die Sedimente der Fuchsegg-Schuppe *normal* liegen.

Da weder im Felde noch in den Luftbildern Störungen oder Störungslinien beobachtet worden sind, nehme ich an, *dass die Fuchsegg-Schuppe aus einer tektonisch mehr oder weniger ungestörten, normal liegenden, isoklinal gegen die Alpen fallenden Schichtserie aufgebaut wird.*

6.23. Biostratigraphie

6.231. Fossilfundstellen

Öligraben-Formation:

Nr.	*Fundstelle:*	*Koordinaten:*	*Strat. Lage über (+) oder unter (—) der Säugerfundstelle OP 3/0:*
OP 3/0	Öligraben, im Bachbett, ca. 1.5 m tiefer als die Basis des Profils 3; ca. 400 m über der Basis der Schuppe liegend	604.420/179.990	—
OP 3/4	Öligraben, am rechten Ufer, im Profil 3	604.430/179.985	ca. +6 m
bi 2b	Biberzengraben, am rechten Ufer, etwas über Bachniveau	602.780/179.710	ca. —360 m
bi 2k	Biberzengraben, rechtes Ufer, ca. 5 m über Bachniveau	602.720/179.570	ca. —300 m
st 12 α u	Fuchsegg, Bachrunse	603.655/178.715	ca. +400 m

Von Gerber (1925: 36, 37; vgl. Beck & Gerber 1925) werden folgende Fossilfundstellen angegeben:

a) Öligraben, ca. 700 m Höhe, südlich Rohrmoos (wahrscheinlich identisch mit OP 3/0 oder 3/4)
b) N-Abhang der Fuchsegg, Bachrunse in ungefähr 870 m, ? identisch mit st 12α u
c) Biberzengraben, ? identisch mit bi 2b
d) Biberzengraben, ? identisch mit bi 2k

Im Naturhistorischen Museum Basel fanden sich in der Kollektion Förster Zimmermann (Nrn. G 8124–G 8128, H 12 943/1–5) Fossilien mit folgender Lokalitätsangabe:

e) Öligraben, 29 m westlich der Brücke bei der Kirche; die Fossilfundstelle ist nicht wieder gefunden worden.

In der Lienegg-Formation sind ausser aufgearbeiteten Foraminiferen (vgl. 6.213.) keine Fossilien gefunden worden.

6.232. Die Fossilfundstelle OP 3/0, Öligraben (s. Fig. 14)

Im Bachbett des Öligrabens, unterhalb des in einer Felswand aufgeschlossenen oberen Teils des Öligrabenprofils 3, fand ich einen fossilhaltigen Mergel bis mergeligen Sandstein. Lithologische Charakterisierung, Mächtigkeit und Lagerung: siehe oben, Öligrabenprofil 3.

In den dunkelgrauen, 20 bis 30 cm mächtigen, nicht horizontbeständigen mergeligen Sandsteinen sind, am Übergang zu den helleren mergeligeren Partien, Gastropoden, Säugerreste und Charaoogonien gefunden worden; das dunkelgrau verfärbte Sediment scheint linsenförmig begrenzt zu sein; mit fortschreitender Ausbeutung sind die Fossilfunde immer seltener geworden.

Die Zahnreihen von *Issiodoromys* (s. unten) sind ebenfalls im Felde gefunden worden, beim nachherigen Schlämmen (60 kg) kamen leider keine Säugerreste mehr zum Vorschein.

6.233. Fauna und Flora

Plantae

In den Schlämmrückständen der Proben OP 3/0 sind Charaoogonien gefunden worden. Herr L. Grambast, Montpellier, bestimmte folgende Form (briefl. Mitt. vom 4. Juli 1963):

Sphaerochara ulmensis (Straub)[1]

[1] Die Gattungszugehörigkeit der Art *ulmensis* ist umstritten; vgl. Straub (1952: 470) und Mädler (1956: 290).

An den Fossilfundstellen OP 3/4, bi 2b, bi 2k sind ebenfalls pflanzliche Reste gefunden worden, ausschliesslich Blätter, die nicht bearbeitet worden sind.

Fig. 14: Die höhern Teile des Öligraben-Profils OP 3 und die Fossilfundstelle OP 3/0 (*); Gesamthöhe des Aufschlusses Fossilfundstelle (*) – Oberkante der pleistocaenen Ablagerungen: ca. 35 m

Gerber (1925: 33 bis 36; vgl. Beck & Gerber 1925, Tercier & Bieri 1961) erwähnt vom Biberzengraben und Öligraben Pflanzenfunde, die er ausführlich beschreibt.

Pelecypoda

? Unioniden

Sie stammen von der Fossilfundstelle *e*; die Fossilien sind sehr schlecht erhalten, die Schale ist nur rudimentär vorhanden; eine sichere Bestimmung ist nicht möglich.

Gastropoda (vgl. II. 2.13., 3.13., 4.23. und 4.3.)

Pomatias sp. indet.	(st 12 α u; b)
Discinae ? gen. indet.	(st 12 α u)
Triptychia (*Triptychia*) cfr. *antiqua* (Zieten) 1830	(st 12 α u; b)
Cepaea ? sp. indet.	(OP 3/4)
Helicidae gen. indet.	(OP 3/0; bi 2b; st 12 α u; a; b; e)

Ferner fanden sich in Schlämmrückständen von Proben der Fossilfundstelle OP 3/0:

Schalen von Gastropoden der Fam. *Limacidae* (det. L. Forcart).

Mammalia

Bestimmungen: Dr. J. Hürzeler, Naturhistorisches Museum Basel; schriftlicher Bericht vom 3. April 1964.

Issiodoromys terminus Stehlin (OP 3/0)
(zwei gut erhaltene Zahnreihen)
Unbestimmbares Fragment eines Säugetierkiefers (bi 2b)

6.24. Chronostratigraphie

6.241. Das Alter der Sedimente der Fuchsegg-Schuppe

Eine genaue chronostratigraphische Zuordnung dieser Sedimente ist nur dank dem Fund von *Issiodoromys terminus* möglich. Herr Dr. J. Hürzeler schreibt:

«Dieses Nagetier ist charakteristisch für das obere Stampien. Es kann auf Grund der vorliegenden Reste nicht entschieden werden, ob es sich um die ältere (Niveau von Rickenbach am Born, Solothurn) oder die jüngere Phase (Niveau von Küttigen, Aargau) handelt.»

Über der Säugerfundstelle Öligraben folgt, eine normal stratigraphische Abfolge vorausgesetzt, ein ca. 1000 m mächtiger Sedimentstoss; wahrscheinlich gehören die stratigraphisch höchsten Teile (Lienegg-Formation) bereits dem Aquitanien an.

6.242. Bemerkungen zur Stufenzuordnung

Da *Issiodoromys terminus* das chronostratigraphisch einzig verwendbare Element ist, fällt ein Faunenvergleich mit andern Fundstellen ausser Betracht. Einzig die Tatsache, dass die Formen mit dieser Evolutionshöhe nach unseren heutigen Kenntnissen zur chronostratigraphischen Korrelation herangezogen werden dürfen, stützt die Zuweisung zum oberen Stampien[1].

Korrelationen I. Ordnung (Rutsch 1958) der wichtigsten oberstampischen Säugerfundstellen der Schweiz (vgl. 6.241.; Rickenbach am Born [SO], Aarwangen [BE], Rochelle [VD] und Küttigen [AG]; vgl. Stehlin 1914: 183; 1922: 578, Hürzeler 1941: 191) mit den Typlokalitäten des Stampien (D'Orbigny 1852, vgl. Lex. strat. intern. I, 4a VII) oder des Chattien (Stratotyp: Kasseler Meeressand Fuchs 1894, vgl. Lex. strat. intern. I, 5h 1; vgl. auch Hürzeler 1946: 655, Zöbelein 1960: 247) sind nicht möglich:

a) Der Stratotyp des Chattien (Kasseler Meeressand; dies gilt auch für die höhern Teile des typischen Chattien im Doberg-Profil bei Bünde, Westfalen; vgl. Zöbelein 1960: 247) ist marin ausgebildet.

b) Die basalen Teile des Stratotyps des Stampien bis hinauf zu den Sables d'Ormoy (vgl. Lex. strat. intern. I, 4a VII) sind marin ausgebildet.

c) In den höhern Teilen des Stratotyps des Stampien fehlen Wirbeltierfunde (ausgenommen bei Ferté-Alais; die Fundstelle wird noch dem obersten Rupélien zugewiesen; vgl. Thenius 1959: 46).

Korrelationen mit den übrigen ausserschweizerischen Fundstellen und Korrelationsmöglichkeiten (Korrelationen 2., 3. Ordnung Rutsch 1958) mit den Stratotypen: vgl. Thenius (1959: 45 bis 47) und Zöbelein (1960: 248/249).

6.25. Ablagerungsbedingungen (vgl. auch 6.35.)

Biofazies: Die Lebensweise der untersuchten terrestrischen Gastropoden (vgl. II. 2.15. und 3.14.) zeigt, dass ein mildes, feucht-warmes Klima herrschte. Sowohl *Pomatiinae* wie auch *Triptychiinae* lebten in lichten Wäldern, z. T. unter Bodenlaub.

[1] Vgl. auch Abschnitt 6.342.: Bemerkungen über die Zugehörigkeit und Berechtigung der chattischen Stufe.

Die Blattfunde und die hie und da beobachteten verkohlten Schwemmhölzer weisen auf das Bestehen von Wäldern hin. Wie im Abschnitt 6.35. erwähnt wird, müssen wir annehmen (vgl. Rutsch 1945: 407), dass temporär Festlandebenen bestanden haben, da der Erhaltungszustand der Gastropoden, der allerdings bei den Funden aus der Fuchsegg-Schuppe schlechter ist als bei denen aus der Seftigschwand-Schuppe, einen langen Transportweg fraglich erscheinen lässt.

Neben diesen verlandeten Gebieten sind auch Tümpel, Seen oder langsam fliessende Gewässer vorhanden gewesen, wie aus den Funden von (?) Unioniden und Charaoogonien geschlossen werden darf.

Lithofazies:

a) Leithorizonte sind keine gefunden worden, was bei einem Blick auf Fig. 10, die die lateral rasch wechselnde Sedimentation zeigt, auch nicht verwunderlich ist.

b) Die in der Seftigschwand-Schuppe angetroffenen Süsswasserkalke und Kohlelagen (vgl. Fluhweid-Profil 6.312.) scheinen in der Fuchsegg-Schuppe zu fehlen; möglicherweise sind sie nicht aufgeschlossen.

c) Die mineralogische Reife der Sandsteine: es gilt auch hier das im Abschnitt 6.35. Gesagte.

d) Schrägschichtungen: Wie bereits erwähnt worden ist (vgl. 2.233.), sind an verschiedenen Stellen Kreuzschichtungen beobachtet worden. Es handelt sich um tabuläre und muldenförmige Kreuzschichtung mittlerer Grösse (vgl. 6.35.; Potter & Pettijohn 1963: 70; McKee & Weir 1953).
Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse ist eine Auswertung der Schrägschichtung für Milieuinterpretationen nicht möglich.

e) Rinnenbildung: Synsedimentäre Rinnen sind im Öligraben (OP 2, 3; vgl. Fig. 10), im Biberzengraben (602.740/179.640) und an der Basis der Lienegg-Nagelfluh (603.830/178.400) beobachtet worden. Im Öligraben (OP 2) finden sich am Rand einer Rinne vereinzelte Gerölle, z. T. Mergelgerölle, in der sandigen Rinnenfüllung schräg (fast senkrecht) zur Strömungsrichtung geschnittene Rippelbildungen, wie sie van der Linden (1963: Fig. 17) aus der oberen Meeresmolasse beschreibt.

f) Im Biberzengraben, nahe der Basis der Fuchsegg-Schuppe (vgl. Taf. II), sind schöne Fliesswülste beobachtet worden.

g) Vor allem in Proben der Lienegg-Formation sind in Schliffen und Schlämmrückständen immer wieder Glaukonitkörner beobachtet worden, neben vereinzelten Foraminiferen. Es hat sich gezeigt, dass die einzige individuenreiche Foraminiferenfauna der Probe st 11 Q 3/4 (vgl. 6.213.) aus aufgearbeiteten Kreide- und Eocaen-Formen besteht.

Es fragt sich, ob der Glaukonit auch aufgearbeitet ist. Cloud (1955 und andere Autoren: vgl. Renz 1937: 113; Haus 1937: 27) weist in seiner Studie über die Glaukonitbildung nach, dass dieses Mineral nur in einem marinen Milieu bei normaler Salinität gebildet werden kann. Dies würde für Aufarbeitung der z. T. gut gerundeten Glaukonitkörner sprechen. Renz und Haus weisen aber auf die Umlagerungsempfindlichkeit des Glaukonits hin, der nach einem Transport kaum den von vielen Autoren (vgl. auch Mornod 1949: 49) beobachteten guten Erhaltungszustand zeigen würde.

Ob aus diesen beiden Tatsachen geschlossen werden darf, dass temporär marine Einflüsse sich bemerkbar machten, kann ohne eingehendere Untersuchungen nicht entschieden werden (vgl. die zitierten Autoren).

Direkte Beweise, dass ein Teil der Sedimente der Lienegg-Formation nicht in einem marinen Milieu abgelagert worden ist, haben wir nicht, da stratigraphisch über der Fossilfundstelle Fuchsegg keine nicht aufgearbeiteten Organismen gefunden worden sind.

Zusammenfassend kann gesagt werden (vgl. die Arbeiten von Bersier 1959*b*; Dunbar & Rodgers 1958: 28ff.; Rutsch 1945, 1947: 26):

Zeiten ruhiger Sedimentation – Mergel werden abgelagert – wechselten mit Phasen, in denen die Erosionskraft der Flüsse grösser wurde: es kam zur Bildung von Rinnen und anschliessend sind mächtige Sandstein- und Schottermassen sedimentiert worden (vgl. Fig. 10). Die Reliefänderung im Hinterland, die die Stosskraft der Flüsse erhöhte, bewirkte eine relative (?absolute) Subsidenz im Vorderland, die die Ablagerung mächtiger Sedimentmassen ermöglichte.

Die im allgemeinen schlechte Sortierung der Sandsteine zeigt, dass die Partikel keinen langen Transportweg zurückgelegt haben. Immerhin sind die Sedimente, wie dies Schichtung und Strukturen zeigen, nicht

direkt am Fusse des sich hebenden Hinterlandes abgelagert worden, sondern eher auf temporär überfluteten Hochwasserebenen (floodplains), wie sie von Fisk (1944 bis 1952; zitiert nach Dunbar & Rodgers 1958: 31) aus dem Mississippigebiet beschrieben worden sind.

Eine Ausnahme bildet die Lienegg-Nagelfluh mit ihrer ausserordentlich grossen mittleren Geröllgrösse und den gut gerundeten Komponenten (vgl. 6.213.), die ich als westlichen Ausläufer der Blumenschüttung, über die allerdings moderne Untersuchungen noch ausstehen, betrachte.

Wie Fig. 10 zeigt, wechseln die lithologischen Abfolgen lateral sehr rasch: die Flüsse mäandrierten, neue Flussysteme sind angelegt worden; Erosion und Sedimentation änderten dauernd in Zeit und Raum. Eine Abfolge von Zyklen mit mehreren Sedimentationsstufen ist möglich (vgl. Bersier 1959*a*, 1959*b*), lässt sich aber wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht nachweisen.

Über längere Zeit haben Festlandebenen und Süsswasserseen (eventuell langsam fliessende Gewässer) bestanden, die eine Entwicklung des Lebens ermöglichten.

6.26. Fortsetzung der Fuchsegg-Schuppe

Die möglichen Korrelationen nach Osten sind im Abschnitt 2.233. bereits diskutiert worden.

Nach Westen wird die Fuchsegg-Schuppe von den höhern tektonischen Elementen (subalpiner Randflysch, ultrahelvetischer Flysch; vgl. Fig. 2) teilweise bedeckt. Wie weit die unmittelbar nördlich des Gurnigelflysches liegenden Molassesedimente auf Blatt Gurnigel (Tercier & Bieri 1961) noch zur Fuchsegg-Schuppe gehören, ist fraglich (vgl. 2.231.).

In der westlich an das Blatt Gurnigel anschliessenden Region, in den Arbeitsgebieten von Emmenegger (1962: 15) und Mornod (1949: pl. III) treten südlich der Écaille du Gérignoz (Écaille de la Roche; vgl. 6.36.) in den Écailles de Vaulruz, de Champotey-Ramsera, de la Pattaz (de la Holena), de Gross-Schwand nur noch Sedimente des Rupélien und des Stampien inférieur auf. Diese wenig mächtigen Schuppen bilden sicher nicht die laterale Fortsetzung der Fuchsegg-Schuppe.

Hingegen muss die von Mornod (1949: 94, pl. III) im östlichen Teil des untersuchten Gebietes als tektonische Einheit aufgefasste Ecaille du Gérignoz unter Umständen unterteilt werden. Mornod gibt SW der Sionge an, dass möglicherweise der südliche Teil der Écaille du Gérignoz eine eigene tektonische Einheit (Ecaille de la Gisettaz) bilde, die Fortsetzung der von E. Ritter (1924: Taf. X) beschriebenen Ecaille de Mionnaz (Stampien–?Aquitanien; vgl. Mornod 1946: 146; Trümpy & Bersier 1954: 122).

Weitere Untersuchungen müssen diese Frage zu klären versuchen.

6.3. SEFTIGSCHWAND-SCHUPPE (vgl. 2.231.)

6.31. Lithostratigraphie

6.311. Einleitung

Die lithologische Beschreibung von E. Gerber (1925: 31ff.) ist wenig genau. Meine Kartierung hat gezeigt, dass die Seftigschwand-Schuppe wahrscheinlich – die schlechten Aufschlussverhältnisse lassen keinen ganz sicheren Entscheid zu – nur durch eine einzige Formation (Studweid-Formation, s. unten) aufgebaut wird.

Als wichtigste Gesteinstypen (n. Travis 1955) treten auf: Mergel, z. T. tonig, z. T. sandig; fein- bis grobkörnige, feldspathaltige Sandsteine; Sandsteine mit Gesteinstrümmern; Konglomerate sind weniger häufig als in der südlich anschliessenden Fuchsegg-Schuppe. Untergeordnet finden sich Süsswasserkalke (s. Fluhweid-Profil) sowie Nester und Lagen von Braunkohlen (ebenfalls im Fluhweid-Profil; ferner im Würzeholz 602.980/181.325). Leithorizonte fehlen wegen des raschen lateralen Wechsels der Sedimentation (vgl. 6.35.).

6.312. Die Studweid-Formation

Typuslokalität: Studweid (603.470/181.645; vgl. Taf. II).
Stratotyp: Studweid-Profil (603.470/181.645).

Die Wahl der Typuslokalität und des Stratotypes musste sich nach den Aufschlussverhältnissen richten; das Typusprofil scheint mir aber, abgesehen vom Fehlen der Nagelfluh, wie sie z. B. im Burggraben (605.080/

181.830) und südwestlich Dornere (604.140/180.590) ansteht, charakteristisch für die Sedimente der ganzen Schuppe; zur Ergänzung wird noch ein kurzes, stratigraphisch höher liegendes Profil aus der Fluhweid (s. unten) beschrieben[1].

Bei den folgenden Profilbeschreibungen wird auf die Klüftung nicht eingegangen (vgl. 2.236.); auf Fig. 15 sind die Probenentnahme-Stellen angegeben.

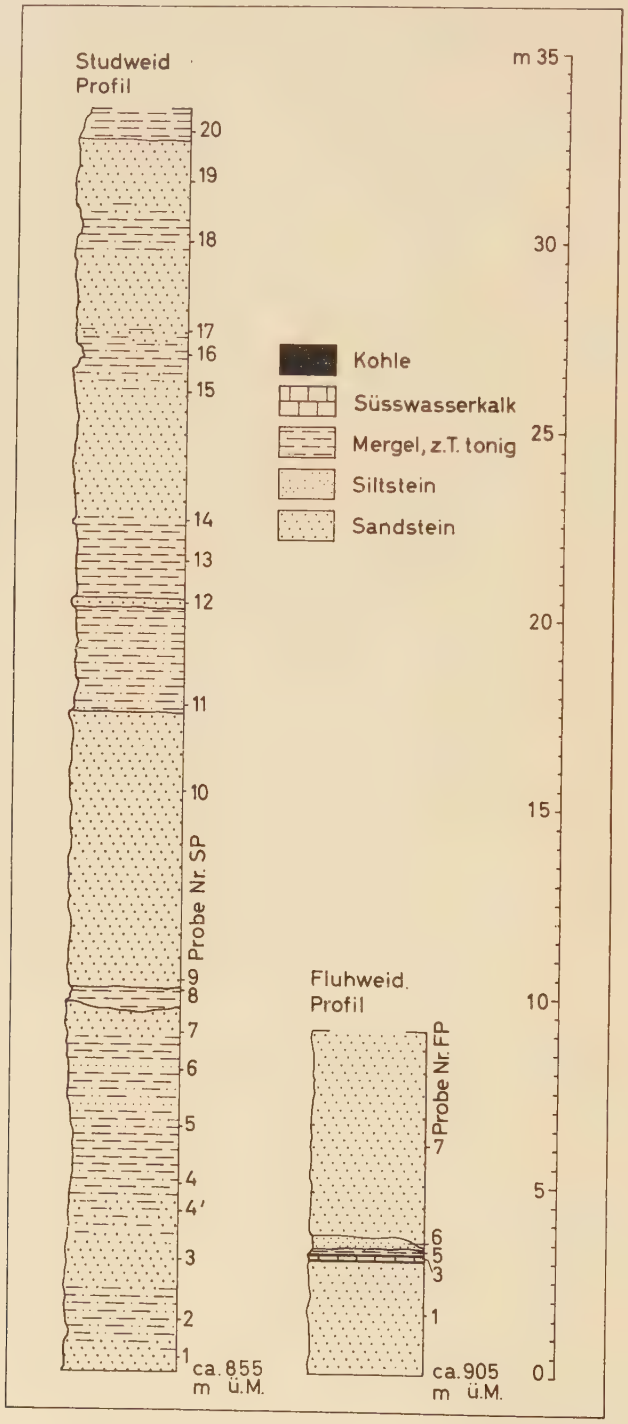


Fig. 15: Studweid-Formation: Typusprofil und Fluhweid-Profil

[1] H. Füchtbauer (1964:277) hat 4 Proben aus der Studweid-Formation und ihrer westlichen Fortsetzung (s. Tercier & Bieri 1961) sedimentpetrographisch untersucht.

STUDWEID-PROFIL (SP)

Vgl. Abschnitte 1.32. bis 1.34. (Beschreibungsschema für Molasseprofile, Nomenklatur der Sedimente), Fig. 15.

Koord. LK 603.470/181.645.

Ausgangshöhe der Profilaufnahme im Liegenden bei SP 1: ca. 855 m ü. M.

Nr. der Probe SP	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
20	x + 80				1.) Toniger *Mergel* 3.) graugelb (5 Y 8/4) – hellgrau (N 7) 5.) zerbrechbar–zerdrückbar 6.) Schichtunterfläche eben 7.) unregelmässig geschichtet 8.) (ma), nur Ton-Siltfraktion, stark kalkhaltig
19	210	1			1.) feinkörniger, kalkführender feldspathaltiger *Sandstein* 3.) hellgrau (N 7)–hell gelbbraun (10 YR 6/2), gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche unscharf, allmählicher Übergang 7.) massig 8.) (mi) a) 2–250 b) schlecht c) + d) Karbonat und Mineralien der Tonfraktion; 25 e) 75 f) Quarz, z. T. feinkörnige Aggregate, z. T. mit Einschlüssen, z. T. undulös auslöschend; 80 Plagioklas, Na-K-Feldspat z. T. Mikroklin; 15 vereinzelte Gesteinsbruchstücke; 5 g) Muskowit, Biotit, Chlorit, Pyroxen, Amphibol h) Zirkon, Titanit, Epidot, Erz i) 4.0 k) eckig-kantengerundet 9.) Foraminiferen-Bruchstücke
18	80				1.) feinsandiger, z. T. etwas toniger *Mergel* 3.) helles Olivgrau (5 Y 5/2) – mittleres Blaugrau (5 B 5/1), gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis knetbar 6.) allmählicher Übergang zum Liegenden 7.) unregelmässig geschichtet, z. T. massig 8.) (ma) sehr inhomogen, Abnahme des Sandanteils und Zunahme der Tonfraktion gegen das Hangende, wenig Kalk
17	250	1			1.) fein- bis mittelkörniger, kalkführender, feldspathaltiger *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken 3.) hell olivgrau (5 Y 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 6.) allmählicher Übergang zum Liegenden 7.) massig 8.) (mi) a) 20–500 b) schlecht c) Karbonat; 10 e) 90 f) Quarz; 65 Plagioklas, z. T. serizitisiert; Na-K-Feldspat, z. T. Mikroklin; 15 Gesteinsbruchstücke; 20

Nr. der Probe SP	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
					g) Biotit, z.T. chloritisiert, Chlorit, Muskowit i) 2.0 k) eckig bis mässig gerundet
16	70		1		1.) *Mergel*, z.T. sandig, z.T. tonig 3.) gelbgrau (5 Y 7/2), hell blaugrau (5 B 7/1) gefleckt 4.) unregelmässig 5.) inhomogen, z.T. schlagbar, z.T. knetbar 6.) Liegendfläche unscharf, allmählicher Übergang 7.) massig 8.) (ma) Sand- und Tongehalt variierend, gegen das Hangende zu stark verhärteter Horizont 9.) steril
15,14	410	1			1.) feinkörniger, kalkführender, feldspalthaltiger *Sandstein* 3.) gelbgrau (5 Y 7/2), hellgrau (N 7) gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche unscharf, allmählicher Übergang 7.) massig 8.) (mi, 14) a) 2–250 b) schlecht c) + d) Karbonat + Mineralien der Tonfraktion; 60 e) 40 f) Quarz, z.T. undulös auslöschend; 75 Plagioklas, z,T. serizitisiert, Na-K-Feldspat; 15 Gesteinsbruchstücke; 10 g) Biotit, z.T. chloritisiert, Muskowit, Serizit, Chlorit h) Epidot, Amphibol, Pyroxen, Zirkon, ?Titanit i) 3.0 k) eckig bis mässig gerundet
13	200				1.) toniger *Mergel* 3.) gelbgrau (5 Y 8/1, 5 Y 7/2), hellrot (10 R 6/2), gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 8.) (ma) sehr wenig Sand neben der Ton-Siltfraktion, stark kalkhaltig 10.) schlecht aufgeschlossen
12	20				1.) fein- bis mittelkörniger *Sandstein* 3.) helles olivgrau (5 Y 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Untergrenze scharf, eben 7.) massig 8.) (ma) einzelne Komponenten nicht sicher erkennbar, enthält fast kein Kalk; ? durch Verwitterung bedingt
11	280		1		1.) z.T. toniger, z.T. sandiger *Mergel* 3.) mittleres gelb (5 Y 7/6), hell purpur (5 P 6/2), hell grüngrau (5 GY 8/1), gefleckt 4.) unregelmässig 5.) brechbar bis schlagbar 6.) Liegendgrenze scharf, eben 7.) massig 8.) (ma) Ton-, Sandgehalt variiert, stark kalkhaltig 9.) steril
10, 9	730	1		36/136	1.) fein- bis mittelkörniger kalkhaltiger, feldspatführender *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken

Nr. der Probe SP	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
					2.) an der liegenden Begrenzungsfläche gemessen, die lateral nur ungefähr 1 m aufgeschlossen ist 3.) helles Grüngrau (5 GY 8/1), braun anwitternd 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf 7.) massig 8.) (mi, 9) a) 40–450 b) mittelmässig c) Karbonat; 10 e) 90 f) Quarz, undulös auslöschend; 55 Plagioklas, z.T. serizitisiert, Myrmekite, Na-K-Feldspat; 15 Gesteinsbruchstücke; 30 g) Muskowit, Serizit, Chlorit, Pyroxen, Amphibol h) Titanit, Zirkon, Granat, ?Turmalin, ?Baryt (Spaltbark.-winkel 67°, 2 V ung. 45°, 1 pos., n ungefähr 1.62, Doppelbrechung beträgt 0.01), Epidot, Erz i) 3.5 k) eckig bis mässig gerundet
8	40		1		1.) toniger *Mergel* 3.) graugelb (5 Y 8/4), hell blaugrau (5 B 7/1), hell purpurrot (5 RP 6/2) gefleckt 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 6.) Erosionsdiskordanz gegen das Liegende 7.) massig 8.) Silt-Tonfraktion, wenig Sand; kalkreich 9.) steril
7	120				1.) fein- bis mittelkörniger, feldspathaltiger *Sandstein* 3.) hell grüngelb (10 Y 8/2) 4.) z.T. unregelmässig, z.T. entlang einzelner unter verschiedenen Winkeln sich schneidender Flächen 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche unscharf, allmählicher Übergang 7.) massig 8.) (ma) Zement kalkig; Quarz, $>$ 15% Feldspat, sehr wenig Glimmer; Gesteinsbruchstücke
6, 5, 4	410		1		1.) tonige, z.T. feinsandige *Mergel* und *Siltsteine* 3.) gelbgraue (5 Y 7/2), graugelbe (5 Y 8/4), grüngraue (5 G 6/1) Farbtöne wiegen vor 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis knetbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) Kreuzschichtung in härteren Partien erkennbar 8.) (ma) im allgemeinen kalkhaltig, einzelne tonige Siltsteine sind kalkfrei 9.) steril, Schlämmprobe von SP 6 10.) die Kreuzschichtung beweist die normale Lagerung der Sedimente
4′	70				1.) fein- bis mittelkörniger mergeliger *Sandstein* 3.) braungrau, sehr stark angewittert 5.) mürbe, zerreibbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) massig 8.) (ma) Quarz, $<$ 15% Feldspat, relativ viel Glimmer
3	180.	1			1.) fein- bis mittelkörniger kalkführender, feldspathaltiger *Sandstein* 3.) hell gelbgrau (5 Y 7/1) bis hell grüngrau (5 GY 7/1)

Nr. der Probe SP, resp. FP	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
					4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) massig 8.) (mi) a) 2–500 b) schlecht c) + d) Karbonat und Mineralien der Tonfraktion; ungefähr 15 e) 85 f) Quarz, z.T. undulös auslöschend; 70 Na-K-Feldspat, z.T. Mikroklin; 20 Gesteinsbruchstücke; 10 g) Biotit, Chlorit, Muskowit, Serizit, Plagioklas h) Epidot, Pyroxen, Zirkon, Titanit i) 3.0 k) kantengerundet bis gerundet 10.) schlecht aufgeschlossen
2	120				1.) feinsandiger, z.T. etwas toniger *Mergel* 3.) gelbgraue (5 Y 7/2), hell blaugraue (5 B 7/1), grau-gelbgrüne (5 GY 7/2) Farbtöne vorherrschend 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) massig 8.) (ma) Sand-Tongehalt variiert; kalkreich
1	80 + x	1			1.) feinkörniger kalkführender, feldspathaltiger *Sandstein* 3.) gelbgraue (5 Y 7/2) bis hell oliv-grau (5 Y 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 7.) massig 8.) (mi) a) 2–300 b) schlecht c) + d) Karbonat und Mineralien der Tonfraktion; 50 e) 50 f) Quarz; 75 Plagioklas, Na-K-Feldspat; 15 Gesteinsbruchstücke; 10 g) Amphibol, Pyroxen, Biotit, Chlorit, Muskowit h) Zirkon, Titanit, Glaukonit, Pyrit k) eckig bis mässig gerundet 9.) Bruchstücke von Foraminiferen

FLUHWEID-PROFIL (FP)

Koord. LK 603.740/181.230.

Ausgangshöhe der Profilaufnahme im Liegenden bei FP 1: ca. 905 m ü.M.; stratigraphisch ca. 300 m über dem Studweid-Profil; vgl. Fig. 15.

7	x + 500	1			1.) sehr grobsandiger, feldspatführender *Sandstein* mit Gesteinsbruchstücken 3.) stark angewittert, graue und bräunliche Farbtöne 4.) unregelmässig 5.) zerreibbar, durch Verwitterung bedingt 6.) Erosionsdiskordanz 7.) massig

Nr. der Probe FP	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
					8.) (mi) a) 150–2000 b) schlecht c) fehlt fast ganz; < 5 d) Karbonat; 5 e) 90 f) Quarz, z. T. undulös auslöschend, einige verzahnte Aggregate; 25 Plagioklas, z. T. stark serizitisiert, Na-K-Feldspat, z. T. Mikroklin; 25 Gesteinstrümmer: Kalkarenite, -lutite, Quarzite, Glimmerschiefer, Gneis u. a.; 50 h) ?Pyroxen, Chlorit i) 0.4 k) kantengerundet bis gerundet 10.) Die Erosionsdiskordanz, die bis in den tonigen Mergel (FP 5) hinabgreift, beweist die normale Lagerung der Sedimente
6	0–40	1			1.) kalkhaltiger *Siltstein* 3.) hell blaugrau (5 B 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) Schrägschichtung (bogig nach Illies 1949) hervorgerufen durch Wechsellagerung von feinerem und gröberem Detritus 8.) (mi) a) 2–200 b) schlecht c) Karbonat, ungefähr 40, schwierig zu schätzen d) Karbonat, Quarz, Serizit ungefähr 30 e) 30 f) Karbonat, Quarz g) Muskowit, Pyrit h) Plagioklas, z. T. serizitisiert, Epidot, Pyroxen, Amphibol, Biotit, Chlorit, Zirkon, Rutil 10.) die Schrägschichtung zeigt die normale Lagerung der Sedimente; lateral ist der Siltstein wegerodiert (s. FP 7)
5	6–11	1	1		1.) toniger *Mergel* 3.) mittleres helles Grau (N 6) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf 7.) fein laminiert, Laminae 0.3 mm 8.) (mi) a) Ton-, Siltfraktion c) + d) Karbonat und Mineralien der Tonfraktion; 85 e) 15 g) Mineralien z. T. in die Sandfraktion gehörend: Quarz, Chlorit, Muskowit, Serizit, Pyrit h) Epidot 9.) Schlämmprobe steril; Pflanzen: Blätter, nicht bestimmt; die Blätter liegen schief zu den Laminierungsebenen 10.) Schichtung durch Korngrössenunterschiede und durch parallele Anordnung der länglichen Partikel in den Laminae erzeugt; lateral z. T. wegerodiert (s. FP 7)
4	1–4				1.) blättrige *Kohle* 3.) schwarzbraun 5.) brechbar 6.) Liegendfläche scharf
3	8–14	1		40/146	1.) mikro- bis kryptokristalliner *Kalk* 2.) im westlich benachbarten Bach konnte das Einfallen ebenfalls gemessen werden: 42/156 3.) braungrau (5 YR 4/1)

Nr. der Probe FP	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
					4.) unregelmässig splittrig 5.) schlagbar 6.) Liegendfläche scharf 7.) unregelmässig feingeschichtet 8.) (mi) a) < 4–60 c) Calzit; 90 e) 10 f) dichter Kalk mit bräunlichem Pigment, ?Hämatit-Tonpartikel und bräunlichroten Schlieren, ?hämatitischer Natur h) ?Orthit 10.) einzelne Laminae zeigen eine Gradierung von mikro- zu kryptokristallinem (isotropem) Kalk, wobei die gradierten Partien (im Durchschnitt 0.2 mm mächtig) gegen das Hangende durch (?) hämatitisches Material abgeschlossen werden; die Gradierung beweist die normale Lagerung; organische Beimengungen (der Kalk stinkt beim Anschlagen)
2	1–3				1.) blättrige *Kohle* 3.) schwarzbraun 5.) zerbrechbar 6.) Liegendfläche eben
1	300 +x	1			1.) fein- bis mittelkörniger, kalkiger, toniger, feldspatführender *Sandstein* 3.) sehr hellgrau (N 8) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 7.) massig 8.) (mi) a) 2–400, wechselt innerhalb des Komplexes, vereinzelte Gerölle bis max. 3 cm Durchmesser eingelagert b) schlecht c) + d) Karbonat und wenig Mineralien der Tonfraktion; 20 e) 80 f) Quarz, z. T. undulös auslöschend, verzahnte Quarzaggregate; 70 Plagioklas, z. T. serizitisiert, Na-K-Feldspat; 20 Gesteinsbruchstücke; 10 g) Klinopyroxen, Muskowit, Biotit, Chlorit, Pyrit h) Titanit, Granat i) 4.0 k) kantengerundet bis mässig gerundet 9.) Foraminiferen-Bruchstücke 10.) z. T. oberflächlich stark angewittert

Ausserdem tritt Nagelfluh auf; bei Lauenen (605.140/180.590) finden sich z. T. ganz unregelmässig begrenzte, an keine Schichtung gebundene Nagelfluhvorkommen:

Makroskopische Charakterisierung der Probe Ko 10 N II:

Farbe: graubraune und grünlichgraue Farbtöne wiegen vor.

Härte: schlagbar.

Zusammensetzung: Matrix (ca. 20 Vol.-%) grobsandig, kalkführend; Komponenten bis 10 cm Durchmesser, wenig bis gut gerundet (0.4–0.7); Gerölle mit Durchmessern zwischen 0.8 und 3 cm wiegen vor; zur Hauptsache Quarzite; Grüngesteine, einzelne granitische, nicht charakteristische Komponenten, Kalke, Sandsteine (relativ viele sedimentäre Komponenten).

Die Nagelfluh, die sich östlich davon, stratigraphisch etwas höher, an der Strasse (605.250/180.500) findet, zeigt etwas grössere Komponenten (bis 15 cm Durchmesser), scheint aber sehr ähnlich zusammengesetzt zu sein. Im Aufschluss Ko 10 N (Koord. s. oben) findet sich auch ein Nagelfluhpflaster (eine Geröll-

lage), die längsten Geröllachsen liegen vollkommen ungeregelt in der Schichtfläche, das neben den vorherrschenden Quarziten relativ viele Granite (z.T. mit rötlichen, z.T. mit grünlichen Feldspäten), einzelne Gabbros und relativ wenig sedimentäre Komponenten zeigt.

6.32. Aufbau der Seftigschwand-Schuppe

Wenn wir annehmen, dass die Schichten konstant mit 38°/150° (Mittelwert aller gemessenen Fallbeträge und -azimute) einfallen, beträgt die Gesamtmächtigkeit der Seftigschwand-Schuppe 2200 m (die aquitane Säugerfundstelle Seligraben liegt ca. 700 m über der Basis; s. unten).

Wie im Abschnitt 2.234. (vgl. auch Studweid- und Fluhweid-Profil) bereits erwähnt worden ist, zeigen die sedimentogenen Strukturen an mehreren Stellen, dass die Schichten in dem von mir untersuchten Gebiet normal liegen. In den tiefern Abschnitten der Schuppe, im Gebiet nördlich und westlich der untersuchten Region, fand ich auf zahlreichen Vergleichsbegehungen keine sedimentogenen Strukturen, die eine Deutung der Lagerung zulassen. In den Luftbildern sind keine Anhaltspunkte gefunden worden, die darauf hinweisen würden, dass die Schuppe aus mehreren tektonischen Elementen bestehen könnte.

Es wäre aber trotzdem möglich, dass der basale Teil der Schuppe aus einer verkehrten Serie, die isoklinal mit den höhern Teilen fällt, aufgebaut wird. Ich verweise auf die Diskussion der Korrelation der Schuppen westlich und östlich der Aare im Abschnitt 2.234.; weitere Untersuchungen müssen diese Frage zu klären versuchen.

6.33. Biostratigraphie

6.331. Fossilfundstellen

Nr.:	*Fundstelle:*	*Koordinaten:*	*Strat. Lage über (+) oder unter (—) der Säugerfundstelle BG/SG 2 in m:*
bu 5 N	Muttlerain	604.260/181.665	+390
FP 5	Fluhweidhölzli, siehe Profil 6.312.	603.740/181.230	+430
ko 12 M 2	Fellgraben	605.420/181.235	+1100
Ausserhalb meines Gebietes auf Blatt Gurnigel des Geol. Atlas 1:25000 (Tercier & Bieri 1961):			
BG/E 250662	Eisgraben, am Weg durch den Sunnhaldewald nach Oberweid	SA 601.235/181.710	—580
BG/D 260662	Dürrbachgraben	SA 600.830/180.610	—40
BG/SG 2 080762	Seligraben; ca. 700 m über der Basis der Schuppe liegend	SA 599.635/179.860	—
BG/Wy 020662	Wyssenbachgraben	SA 599.180/179.580	+30

Die Fundstellen Seligraben und Wyssenbachgraben sind auf Blatt Gurnigel eingetragen; da keine Belegsammlung zu diesem Blatt besteht, wissen wir nicht, was gefunden worden ist.

Aus der Coll. Rutsch, Geol. Institut der Universität Bern (vgl. Rutsch 1947: 11), standen mir Funde von folgenden Stellen zur Verfügung:

a)	Weg von Oberplötsch nach Plötschweid	SA 602.350/181.925	—190
b)	Eisgraben, 920 m ü.M. rechte Grabenseite, ?ident. mit BG/E		—580

Aus der Coll. Museum Bern (vgl. Studer 1853: 422; Gerber 1932: 75) Funde von folgender Lokalität:

c)	Hügel bei Burgistein; keine näheren Angaben		

6.332. Die Säugerfundstellen Seligraben und Dürrbachgraben

Seligraben (Fundstelle Nr. BG/SG 2 080762; siehe Fig. 16, 17, vgl. 6.331.)

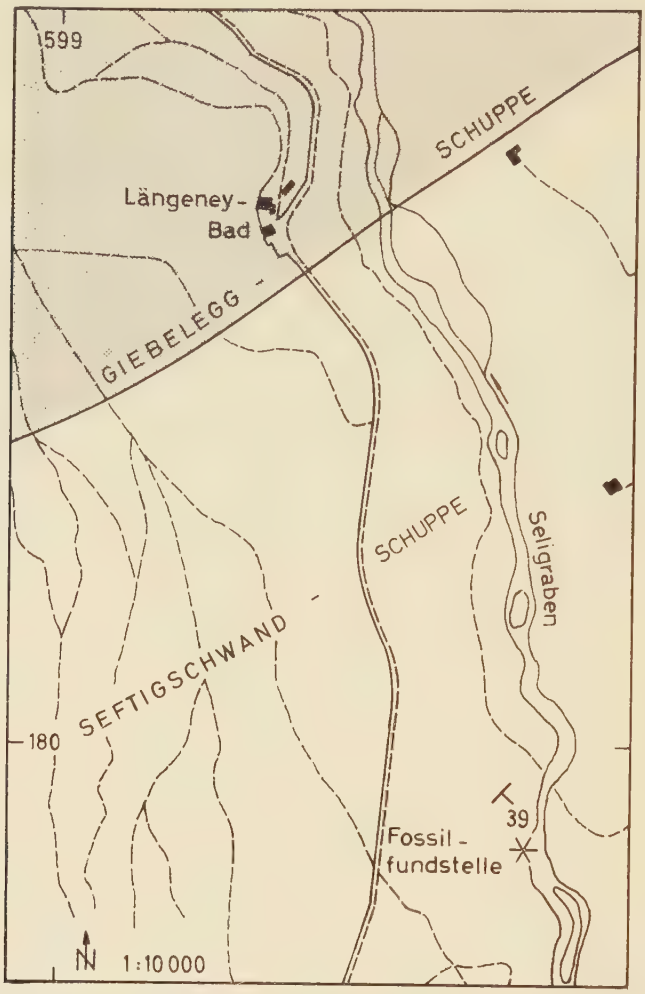


Fig. 16: Situationsskizze der Fossilfundstelle Seligraben

Fig. 17: Die Fossilfundstelle Seligraben (abgebildeter Meterstab: 2.0 m)

Am linken Ufer des Seligrabenbaches finden sich recht gute Aufschlüsse (vgl. 1.32., 33., 34.; Aufnahme vom Hangenden zum Liegenden):

Nr. der Probe BG/SG	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
4	x + 90				1.) *Mergel*, z. T. sandig 3.) dunkel gelbgrün (5 GY 5/2) mit dunkel graugrünen Flecken (5 GY 4/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 7.) dünnplattig, tonige Fugen 8.) (ma) Kalkgehalt variierend 10.) Klüftung wie bei 3
3	55		1		1.) mergeliger feinkörniger, kalkführender *Sandstein* 2.) 39/130, an der Hangendfläche gemessen 3.) olivgrau (5 Y 4/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) bankig, nur in angewittertem Zustand erkennbar 8.) (ma) Tongehalt variierend 9.) vereinzelte Helicidenbruchstücke 10.) Klüfte 90/50, 40/285
2a	25				1.) *Mergel* 2.) dunkel gelbgrün (5 GY 5/2) 4.) unregelmässig 5.) brechbar bis schlagbar 6.) Liegendfläche scharf, eben 7.) massig 8.) (ma) Sandgehalt variierend
2	90		1		1.) *Mergel*, z. T. sandig, z. T. tonig 3.) dunkles Graugrün (5 GY 4/1) z. T. blaugrau bis braunblau gefleckt 4.) unregelmässig 5.) brechbar, bei Wasserzutritt knetbar 6.) Liegendfläche unregelmässig, z. T. ins Liegende übergehend 7.) massig 8.) (ma) Kalk- und Tongehalt variierend 9.) 2–12 cm unter der Hangendfläche grünlichgraue, tonige Mergelzone, gegen das Hangende und Liegende übergehend, mit zahlreichen unregelmässig eingelagerten, sehr brüchigen Gastropoden; aus ihr stammt die reiche Säugerfauna 10.) Klüfte: 40/285, 82/60, 36/322
1	x + 95				1.) feinkörniger kalkführender, feldspathaltiger *Sandstein* 3.) im Hangenden olivgrau (5 Y 4/1), gegen die Basis zu helles Olivgrau (5 Y 5/2) mit dunkel grüngrauen Flecken (5 GY 4/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar bis brechbar 7.) bankig, durch weichere Partien bedingt 8.) (ma) gegen das Liegende zu mergelig werdend

Im Hangenden ist das Profil noch weiter unzusammenhängend aufgeschlossen; sandige Mergel wechsellagern mit Sandsteinen; einzelne Sandsteinbänke zeigen normal liegende Kreuzschichtung.

Dürrbachgraben (Fundstelle Nr. BG/D 260662; siehe Fig. 18, 19, vgl. 6.331.)

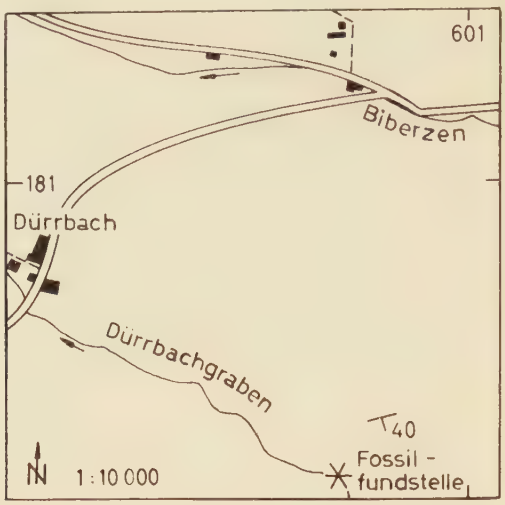


Fig. 18: Situationsskizze der Fossilfundstelle Dürrbachgraben

Fig. 19: Die Fossilfundstelle Dürrbachgraben (abgebildeter Hammer: Länge 50 cm)

Am rechten Ufer des Dürrbaches findet sich eine kleine Abrissnische am Fusse einer sich von der Höllersegg herabziehenden Sandsteinrippe. Schichtlage nicht sicher messbar: 40–60°/140–170°. Folgendes Profil ist vom Hangenden zum Liegenden aufgenommen worden (vgl. 1.32., 33., 34.):

Nr. der Probe BG/D	Schichtmächtigkeit in cm	Schliffe	Schlämmproben	Lagerung	
1	x + 15				1.) sandiger *Mergel* 3.) olivgrau bis braungrau 4.) unregelmässig 5.) brechbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) stark zerbröckelt
2	85		1		1.) stark sandiger *Mergel* 3.) grünlichgrau (5 GY 6/1) mit zahlreichen schwärzlichen Verfärbungen 4.) unregelmässig 5.) brechbar bis schlagbar 6.) zum Liegenden übergehend 7.) dünnplattig, stark zerbröckelt 9.) regellos verstreut finden sich Gastropoden, vor allem bei den Übergängen von schwärzlichgrauen zu grünlichgrauen Bereichen; die Säugerreste stammen aus dieser Schicht (Fundstelle BG/D 260662)
3	110				1.) *Mergel*, z. T. stark sandig 3.) grünlichgrau (5 GY 6/1) z. T. mit bräunlichen Flecken 4.) unregelmässig 5.) brechbar 6.) Übergang zum Liegenden 7.) ganz zerbröckelt 8.) (ma) Sandgehalt variierend, vereinzelte tonige Partien
4	20				1.) feinkörniger, kalkführender, feldspathaltiger *Sandstein* 3.) helles Olivgrau (5 Y 6/1) mit rötlichen Farbtönen 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 6.) Liegendgrenze scharf, eben 7.) massig
5	x + 15				1.) *Mergel* sandig 3.) grünlichgrau (5 GY 6/1) 4.) unregelmässig 5.) schlagbar 7.) ganz zerbröckelt 8.) Sandgehalt variiert

6.333. Fauna und Flora

Plantae

In Schlämmrückständen einzelner Proben sind Charaoogonien gefunden worden, die L. Grambast, Montpellier (vgl. 6.233.), bestimmt hat:

Tectochara meriani Grambast var.	(BG/D)
Tectochara meriani helvetica Maedler	(BG/E)
Chara escheri Al. Braun ex Unger	(BG/D)
Sphaerochara hirmeri (Rasky) Maedler	(BG/E)
Sphaerochara cfr. *granulifera* (Heer) Maedler	(BG/D)
Rhabdochara langeri (Ettingsh.) Maedler var.	(BG/D)

An den Fundstellen bu 5 N, FP 5 und BG/SG 2 sind gut erhaltene Pflanzenreste (nicht näher bearbeitet) gefunden worden.

Gerber (1925: 33 bis 35, siehe Beck & Gerber 1925; Tercier & Bieri 1961) beschreibt aus der westlichen Fortsetzung der Seftigschwand-Schuppe Pflanzenfunde aus dem Tröligraben, dem Kohlgraben, dem Seligraben und dem Dürrbachgraben, die von ihm bearbeitet worden sind.

Die Suche nach Pollen verlief erfolglos[1].

Gastropoda (vgl. II. 3.13., 4.23., 4.3.)

Lymnaeinae gen. indet., nicht näher bestimmt	(BG/D)
Planorbinae gen. indet., nicht näher bestimmt	(BG/E; BG/D)
Limax sp. indet.	(BG/SG 2)
Triptychia (Triptychia) sp. indet.	(BG/SG 2; BG/Wy)
Cepaea cfr. *rugulosa* (Zieten) 1830	(BG/D)
Cepaea ? sp. indet.	(BG/SG 2; BG/Wy; a; c)
Helicidae gen. indet.	(BG/E; b)

Scaphopoda

?? Scaphopode der Familie *Dentalidae* (vgl. 6.342.)	(ko 12 M 2)

Mammalia (det. J. Hürzeler[2], Naturhist. Museum Basel)

Dimyloides stehlini Hürzeler	(BG/SG 2)
Erinaceide (? *Palerinaceus*)	(BG/SG 2)
Heterosorex (= *Trimylus*) sp.	(BG/SG 2)
Soricide II (kleine Form)	(BG/SG 2)
Talpide	(BG/SG 2)
Peridyromys sp.	(BG/SG 2)
Pseudotheridomys parvulus Schlosser	(BG/SG 2)
Plesiosminthus myarion Schaub	(BG/SG 2)
Sciuride	(BG/SG 2)
Rhodanomys schlosseri Depéret	(BG/D)
Lagomorphe (? *Amphilagus*)	(BG/SG 2)
Caenotherium sp.	(BG/SG 2; BG/D)
ferner: nicht näher bestimmbare Zähne (Incisiven, Prämolaren) von Nagern (mündl. Mitt. von Dr. Hürzeler, März 1963)	(BG/E)

6.34. Chronostratigraphie

6.341. Das Alter der Sedimente der Seftigschwand-Schuppe

Die gefundenen Charaoogonien (nach Bericht L. Grambast vom 4. Juli 1963; vgl. Mädler 1955: 265 ff.) und die schlecht erhaltenen Gastropoden (vgl. II. 3.13., 4.23., 4.3.) gestatten keine genaue chronostratigraphische Zuordnung.

Wichtig ist die Säugerfauna der Fundstellen BG/SG 2 und BG/D. Herr Dr. J. Hürzeler fügte seinem Bericht vom 3. April 1963 (vgl. 6.23.) folgende Bemerkungen über die stratigraphische Zuweisung bei:

[1] In der Seftigschwand-Schuppe und in der Fuchsegg-Schuppe sind an folgenden Stellen mergelige, z. T. sandige Proben (vgl. Klaus in Papp 1959: 359) auf Pollen untersucht worden: Öligraben (604.430/179.970); Muttlenrain (604.260/181.235); Grundbachtal (602.980/181.310, 2 Proben im Hangenden und Liegenden eines kleinen Kohlevorkommens).
Meinem Studienfreund F. Scherer danke ich bestens für die Untersuchung dieser Proben.

[2] Herrn Dr. J. Hürzeler, der von der Fundstelle BG/SG 2 zusätzlich 120 kg Mergel ausschlämmte und die Säugerfauna bestimmt hat, danke ich bestens.

«Die meisten Formen dieser interessanten Faunula (BG/SG 2) sind nur durch einzelne Zähne oder Zahnfragmente belegt, die sich leider nicht alle eindeutig bestimmen lassen. Am reichlichsten und besten ist *Pseudotheridomys parvulus* vertreten. Dieser winzige Nager ist charakteristisch für das obere Aquitanien. Ihm gegenüber bringt jedoch die Anwesenheit eines Sicistinen *(Plesiosminthus)* eine etwas ältere Note ins Faunenbild. Dieser zweite Nager *(Plesiosminthus myarion)* ist bisher nur aus dem unteren und mittleren Aquitanien bekannt geworden. Doch ist unsere Kenntnis über seine vertikale Verbreitung noch lückenhaft. Die wenigen brauchbaren Zähne, welche einen Sciuriden (eichhörnchenartigen Nager) belegen, wurden von Herrn Prof. Dr. C. C. Black (Carnegie Museum/Pittsburg Pa) begutachtet. Prof. Black, der sich zur Zeit eingehender mit den fossilien Sciuriden Europas beschäftigt, ist zum Schluss gekommen, dass die Zähne vom Seligraben einer burdigalischen Form von Wintershof-West nahestehen, aber kleiner sind. Vielleicht darf daraus geschlossen werden, dass auch dieser Nager für oberes Aquitanien spricht.

Auffällig ist das völlige Fehlen der hamsterartigen Nager (wie *Cricetodon*), die sonst eher häufig sind und zusammen mit *Pseudotheridomys* eine genauere Einstufung der Fundschicht erlauben würden. Die übrigen Formen sind noch zu wenig studiert, als dass sie für eine genauere Altersbestimmung verwendet werden könnten.

Die wenigen Reste vom Dürrbachgraben (BG/D) lassen nur darauf schliessen, dass es sich um Aquitanien handelt. Da der Nager *Rhodanomys* bisher vor allem aus dem unteren, aber auch aus dem mittleren Aquitanien belegt ist, könnte somit die Fundschicht im Dürrbachgraben eventuell *etwas älter* sein als die Fundschicht im Seligraben.»

6.342. Bemerkungen zur chronostratigraphischen Zuweisung

Aquitanien: Das Aquitanien wird in der vorliegenden Arbeit als selbständige Stufe aufgefasst[1], die vielleicht, weitere Untersuchungen müssen diese Frage zu klären versuchen (vgl. Zöbelein 1960), dem Miocaen zugeordnet werden muss.

Korrelationen

Eine Korrelation I. Ordnung (Rutsch 1958) der Fauna des Seligrabens und des Dürrbachgrabens mit den tieferen Abschnitten des Typus des Aquitanien Mayer-Eymar (1853, in Gressly & Mayer 1858; vgl. Rutsch 1952; Stratotyp: G. F. Dollfus 1909: 379 bis 386) ist wegen der Faziesverschiedenheiten nicht möglich; die untersuchten Faunen können wegen ihrer relativen Artenarmut und dem Fehlen der typischen Formen auch nicht direkt mit der Fauna von Laugnac (Lot-et-Garonne; vgl. Hürzeler 1945) aus dem Calcaire gris de l'Agenais im höhern Teil[2] des typischen Aquitanien korreliert werden.

Im weitern verweise ich auf das Korrelationsschema von Thenius (1959: 46/47), der die Schwierigkeit von Parallelisierungen mit Säugerfaunen beim heutigen Stand unseres Wissens hervorhebt (p. 3, 107, 114).

Über der Säugerfundstelle Seligraben liegt in meinem Gebiet ein Sedimentstoss von ca. 1500 m Mächtigkeit (vgl. 2.234.). Es drängt sich deshalb die Frage auf, vorausgesetzt (vgl. aber 2.234. und 6.32.) es handle sich um eine tektonisch nicht bedeutend gestörte Abfolge, ob nicht auch burdigale Sedimente am Aufbau dieser Schuppe beteiligt sind. Verschiedene Proben sind aus Sedimenten des Fellgrabens (Koord. s. oben, vgl. Taf. II) geschlämmt worden. Leider waren alle steril, einzig in Probe ko 12 M 2 (s. oben) ist ein fragliches Dentalium gefunden worden. Die Frage muss deshalb vorläufig unbeantwortet bleiben.

Die Säugerfundstelle Seligraben liegt ca. 700 m über der Basis der Schuppe. Die Möglichkeit besteht, dass an der Basis noch chattische Sedimente auftreten (vgl. aber 2.234. und 6.32.).

---

[1] Auf die Diskussion über die Selbständigkeit des Aquitanien soll hier nicht eingegangen werden. Vergleiche:

a) Die Bemerkungen von Papp (1959: 103) über die Einführung des übergeordneten Stufenbegriffes Girondien (Aquitanien-Burdigalien) von Vigneaux et al. (1954), Gripp & Magne (1956); vgl. ferner M. Vigneaux (1961; zitiert nach Rutsch 1962: Bericht über die Tagung des Comité du Néogène méditerranéen),

b) die Bemerkungen von Hagn et al. (1962; siehe Lit.-Verz.) über die Arbeiten von Szoets (1956), Buday (1960), Cicha (1960), Seneš (1960; 1961) u. a., die die Berechtigung der chattischen Stufe in Frage stellen.

[2] Die Obergrenze des Aquitanien ist noch nicht sicher festgelegt; vgl. Dollfus (1920: 157/158), Zöbelein (1960: 251) und Drooger (1960: 108).

6.35. Ablagerungsbedingungen (vgl. auch 6.25.)

Biofazies: Die terrestrischen Gastropoden gestatten die Aussage, dass ein mildes, feucht-warmes Klima herrschte; Schwarzbach (1961: 149) gibt ein Jahresmittel der Temperatur vom Miocaen bis zum Pliocaen von 16 bis 18 °C an. Das Bestehen von Wäldern, in denen sich die Gastropoden z. T. aufhielten (vgl. II. 3.14., 4.24.), beweisen die an verschiedenen Stellen gefundenen Blätter (Blättermolasse p. p., Gerber 1925: 33 bis 35) und verkohlten Schwemmhölzer.

Die Funde von limnischen Gastropoden (vgl. Frömming 1956) und Oogonien von Charophyten (vgl. Matthes 1956: 201) zeigen, dass auch Seen, Tümpel oder langsam fliessende Gewässer bestanden haben, in die z.T. auch terrestrische Organismen eingeschwemmt worden sind (vgl. die Thanatocoenose der Fundstelle Seligraben).

Lithofazies: Die schlechten Aufschlussverhältnisse ermöglichen nur wenige Aussagen über den lithofaziellen Charakter dieser sedimentären Abfolge:

a) Leithorizonte sind keine gefunden worden. Ich habe versucht, den im Fluhweidhölzli-Profil (s. oben) auftretenden Süsswasserkalk-Horizont, den einzigen aufgeschlossenen im ganzen Gebiet, anhand einer Schichtisohypsenkarte zu verfolgen, leider ohne Erfolg. Bersier (1945: 456) hat dagegen in der oligocaenen Molasse des Waadtlandes nachgewiesen, dass die limnischen Bildungen sich lateral weit verfolgen lassen und nur vereinzelt seitlich auskeilen.
Twenhofel & McKelvey (1941: 841) weisen darauf hin, dass die Sedimentationsrate in rezenten Süsswasserseen sehr verschieden ist.

b) Die mineralogische Reife der Sandsteine, die aus stabilen und unstabilen Elementen zusammengesetzt sind, zeigt, dass die Sedimente wahrscheinlich bei warmem humidem Klima in einem Gebiet mit beträchtlichen Reliefunterschieden abgelagert worden sind (Pettijohn 1957: 511).

c) Die Schrägschichtungen: es sind an verschiedenen Stellen Kreuzschichtungen beobachtet worden, die bereits im Abschnitt 2.234. erwähnt worden sind. Es handelt sich (das genetische Einteilungsprinzip von Illies [1949] soll hier nicht angewendet werden, da in zweidimensionalen Aufschlüssen leicht Fehlinterpretationen möglich sind, vgl. Potter & Pettijohn 1963: 70) um tabuläre und muldenförmige Kreuzschichtung mittlerer Grösse (vgl. auch McKee & Weir 1953).
Eine Auswertung der Schrägschichtung zur Milieuinterpretation ist wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht möglich.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Sedimentationsverhältnisse offenbar sehr wechselvoll gewesen sind. Innerhalb des Ablagerungsraumes müssen temporär Festlandgebiete bestanden haben, da (vgl. Rutsch 1945: 407/408) ein langer Transportweg wegen des relativ guten Erhaltungszustandes (gemessen an der Zerbrechlichkeit) der Gastropodenschalen und der Feinheit der erhaltenen Skulpturen nicht angenommen werden kann. Die an verschiedenen Stellen auftretenden Süsswasserorganismen zeigen, dass neben Festlandgebieten auch Tümpel oder Seen über längere Zeiträume bestanden haben müssen, in denen tonige Silte (Seligraben) oder Kalke abgelagert worden sind.

Auf Phasen relativer Ruhe folgten Zeiten, in denen Flüsse mächtige Sandmassen (wenig Schotter) abgelagert haben. Ob die Sedimentfolge einen streng zyklischen Aufbau zeigt (vgl. Bersier 1958, 1959*a*; Emmenegger 1962: 97), kann wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht gesagt werden.

6.36. Fortsetzung der Seftigschwand-Schuppe

Über die möglichen Korrelationen nach Osten ist im Abschnitt 2.234. bereits gesprochen worden. Nach Westen setzt sich die Seftigschwand-Schuppe wahrscheinlich vor den alpinen tektonischen Elementen fort (vgl. Tercier & Bieri 1961) bis in die Gegend von La Roche (Ecaille de la Roche; Emmenegger 1962: 84) und Bulle (Ecaille du Gérignoz s. str. [vgl. 6.26.]; Mornod 1949: 28).

Die lithologischen Beschreibungen sowie eigene Begehungen in diesen Gebieten zeigten, dass die Sedi-

mente dieser Schuppen sehr ähnlich ausgebildet sind wie die Ablagerungen im Gurnigelgebiet; allerdings treten Süsswasserkalke und Kohlen in der Gurnigelregion viel seltener auf als im Westen.

Die chronostratigraphische Zuweisung der Couches du Gérignoz zum oberen Stampien bis unteren Aquitanien (Säugerfunde; Mornod 1949: 38) stützt diese Korrelation, wenn wir annehmen, dass im Osten etwas jüngere Sedimente mit in die Schuppe einbezogen worden sind. Die Ecaille du Gérignoz liegt ungefähr im Streichen der Schichten der Seftigschwand-Schuppe. Ein seitliches Nebeneinander verschiedener, einander ablösender, kleinerer Schuppen wäre immerhin auch denkbar.

7. Pleistocaen

7.1. Historisches

E. Bertrand (1763), Th. S. Gruner (1767) und G. S. Gruner (1774) erwähnen in ihren Verzeichnissen verschiedene Erden und Steine aus dem Gurnigelgebiet, wobei es sich zum Teil um erratische und alluviale Bildungen handelt.

Die ersten Angaben über eine einstige Vergletscherung der Gurnigelregion finden wir bei A. Guyot 1843/1844: 410). Er hat bis zur oberen Gurnigelquelle in ungefähr 3800 Fuss Höhe[1] Aareerratika gefunden.

I. Bachmann (1870*a*) erwähnt Aareleitgesteine über dem Fallbach, in 1100 bis 1200 m Höhe; unter der Gurnigelhöhe und bei Laas, nördlich des Gurnigelbades, fand er dagegen Rhoneerratika. Er gelangt (1870*b*: 109) zu folgendem Schluss: Aare- und Rhonegletscher grenzten im Gurnigelgebiet aneinander. Zwischen diese beiden mächtigen Gletscher drängte sich ein kleiner Gürbegletscher, der vom Becken von Nünenen und Oberwirtnern stammte. Auf lokale Gletscher weisen auch V. Gilliéron (1885: 254) und vor allem F. Nussbaum hin (1906, 1909), der am Nordostabhang der Pfeife–Gurnigel-Gruppe die Endmoränen von fünf kleinen Gletschern eines späten Stadiums der Vergletscherung zu erkennen glaubt.

V. Gilliéron (1885: 428 bis 432) stellt fest, dass sich am Hang oberhalb Wattenwil 6 übereinander angeordnete Moränenzüge unterscheiden lassen; kontinuierliche Ablagerungen von Aarematerial finden sich bis auf 1150 m südlich Seftigschwand; da das Gebiet etwas verrutscht ist, nimmt er an, dass die Obergrenze des Gletschers noch etwas höher gelegen habe, aber nicht, wie das A. Favre (1884) und Gilliéron, Bachmann & Jaccard (1879) angegeben haben, auf 1400 m.

E. Zollinger (1892) versucht den bereits von B. Studer (1825) und I. Bacmhann (1870*b*) geäusserten Gedanken, die Kander (eventuell auch Simme und Aare) sei früher durch das Gürbetal geflossen, zu begründen.

Mit der Talgeschichte befassen sich auch F. J. Kaufmann (1872: 445/446), A. Baltzer (1896*a*: 26), Penck & Brückner (1909, 1: 577), F. Nussbaum (1912: 18ff.) und vor allem sehr ausführlich P. Beck (1921*a*: 148ff.; 1926: siehe unten).

Ein neuer Abschnitt in der Erforschung der quartären Ablagerungen beginnt mit den Arbeiten von A. Baltzer (1896*a*, *b*): A. Favre (1884) nahm bei der Konstruktion seiner Gletscherkarte wie alle früheren Autoren eine einzige Vergletscherung an und verband zeitlich verschiedene Stadien miteinander; auch I. Bachmann (1882) war der Ansicht, dass der vom Gurnigel zum Napf reichende Rhonegletscher über den Aaregletscher flöss. Baltzer (1896*a*: 123 bis 125) weist nun nach, *dass mehrere, zeitlich sich folgende Vergletscherungen angenommen werden müssen.* Der Rhonegletscher reichte in der zweitletzten Eiszeit bis zur Gurnigel–Napf-Linie, der Aaregletscher wurde durch das Rhoneeis in der Gegend von Thun gestaut und reichte im Maximalstand über den Brünig.

[1] 1 Fuss = 29.33 cm nach E. A. Baumann (1851: 142); die angegebene Höhe entspricht 1115 m, es bleibt aber fraglich, welche Quelle der Verfasser damit gemeint hat, da die Mineralquellen des Gurnigels 120–200 m höher liegen.

In der letzten Vergletscherung ist das Aare- und Gürbetal nur vom Aaregletscher überdeckt worden (vgl. auch A. Favre 1898*a*, *b*).

In ihrer für die Quartärgeologie grundlegenden Arbeit glauben Penck & Brückner (1909, 1: 472) in der Morphologie des Gurnigelgebietes eine präglaziale Landoberfläche zu erkennen, die vom Gurnigelbad in 1050 m mit 10 ‰ gegen das Mittelland fällt. Auch E. Bärtschi (1913) weist auf diese Peneplain hin; F. Nussbaum (1921) fasst die am Nordhang des Gurnigels liegende Terrasse ebenfalls als Relikt dieser Landoberfläche auf. R. F. Rutsch (1947: 68) stellt fest, dass keinerlei zuverlässige Beweise für ein so hohes Alter dieser Fläche vorhanden sind.

R. Frei (1912) übernimmt für das Gurnigelgebiet die Ansichten von A. Baltzer (1896*a*, *b*).

B. Aeberhardt (1912) untersucht erneut den Verlauf der Moränen am Hang oberhalb Wattenwil. Er nimmt an, dass 5 Moränenzüge von den Rückzugsphasen der letzten Vergletscherung zeugen; die Maximalphase des würmeiszeitlichen Gletschers lag in 1046 m. Die gleiche Ansicht vertreten auch P. Beck & E. Gerber (1925), die ein höher gelegenes (in ca. 1100 m) 6. Stadium (Seftigschwand-Stadium R. F. Rutsch 1947: 57) einer Rückzugsphase des risseiszeitlichen Rhonegletschers zuschreiben.

Sechs Rückzugsphasen (einschl. des Seftigschwand-Stadiums) des Würm-Gletschers beschreibt E. Gerber (1920: XXXV) im Gurnigelgebiet; er verfolgt die Seitenmoränen am Längenberg und Gurten und weist nach, dass sie mit den sechs Endmoränen, die A. Baltzer (1896*a*: 67) in der Umgebung von Bern beobachtet hat, verbunden werden können. F. Nussbaum (1921, 1922, 1923, 1936) nimmt unterhalb der Maximalphase des würmeiszeitlichen Aaregletschers in 1130 m sechs bis neun Rückzugsphasen an.

P. Beck (1921*a*: 148ff.) unterscheidet wie Gerber (1920) sechs Rückzugsstadien; die höchsten Spuren des Aaregletschers findet er in 1112 m bei Bellevue, Seftigschwand (Seftigschwandstadium Rutsch 1947), eine unterste Moräne der Risseiszeit in 1300 m am Gurnigel. 1933 (p. 369) erwähnt er zwei risseiszeitliche Eisrandlagen am Nordhang des Gurnigels in 1380 und 1400 m.

P. Beck (1926: 39/40) gelangt durch die Konstruktion einer Gletscherkarte und durch die Neukartierung des Gebietes (Beck & Gerber 1925) entgegen Zollingers (1892), Bachmanns (1870*b*) und seiner eigenen Ansicht (1921*a*) zur Auffassung, dass die Kander nie durch den aus mehreren genetisch verschiedenen Teilstücken bestehenden Talzug Mülenen–Stocken–Wattenwil–Belp floss. Der Aaregletscher drängte in der Würmeiszeit Kander und Simme zur Seite, bis sie sich zeitweilig in die Gürbe ergossen, die durch die Talung von Dittligen ihren Lauf nahm, da bereits während des Mindel-Riss-Interglazials (P. Beck, 1933: 365) mächtige Schuttkegel das Stocken- und das oberste Gürbetal bedeckten, so dass die Gürbe ins Aaretal abgelenkt wurde und das Gürbetal schotterfrei blieb. Erst nachher haben Aare- und Kandergletscher gemeinsam auch die Gürbe an die Westflanke verdrängt, wo sie das bereits vorgebildete Tal zu vertiefen begann. Während der von ihm angenommenen Spiezer Schwankung der Gletscher (Interstadial Würm I/Würm II, 1954: 370) stiess der Kandereislappen in die Gegend von Blumenstein vor, überstieg den Hügelzug Riedhubel–Seftigen aber nicht, sondern sandte nur seitliche schotterarme Abflüsse ins Gürbetal. Alle diese Tatsachen haben zur morphologischen Verschiedenheit von Gürbe- und Aaretal (1932: 192) geführt.

P. Gerber (1927: 145) unterscheidet morphologisch im Gurnigelgebiet drei Niveauflächen, die durch Steilhänge miteinander verbunden sind. Der Gurnigel gehört der mittleren, die Erhebungen der Molasse der untersten Fläche an; die verbindenden Steilhänge sind Zeugen der Gletscher. W. Leuenberger (1935) erwähnt das Trockental von Grundbach–Grund–Rüti.

Im Anschluss an seine Untersuchungen im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg verfolgt R. F. Rutsch (1947) die Moränen der von ihm am Längenberg beobachteten sechs Rückzugsstadien der Würmvereisung am Abhang des Gurnigels (p. 49ff., Taf. III); einzig das von ihm benannte Kirchenthurnen-Stadium lässt sich im Gurnigelgebiet nicht nachweisen. Die Deutung der einzelnen Stadien deckt sich nur zum Teil mit den Angaben der früheren Autoren (Gerber 1920, Beck 1921*a*, Nussbaum 1922, vgl. p. 58, 60). Das in den Karten von Beck & Gerber (1925) und von Tercier & Bieri (1961) der Risseiszeit zugewiesene Seftigschwand-Stadium (Se I) deutet er, wie schon E. Gerber (1920), P. Beck (1921*a*) und F. Nussbaum (1922), als erste würmeiszeitliche Rückzugsphase. Er weist darauf hin, dass sich keine Ablagerungen der Günz- und der Mindeleiszeit nachweisen lassen; eine vorrisseiszeitliche Altfläche tritt morphologisch hervor (vgl. Penck & Brückner 1909: 472; E. Bärtschi 1913; F. Nussbaum 1921).

7.2. Pleistocaene Ablagerungen

7.21. Geographische Übersicht (vgl. Taf. II)

Im nördlichen Abschnitt meines Untersuchungsgebietes wird die Molasse teilweise von würmeiszeitlichen Ablagerungen bedeckt.

Im südlichen Teil, wo die zahlreichen Rutschungen im Flysch das Landschaftsbild bestimmen, konnten nur zwei kleinere glazial überprägte Regionen beobachtet werden (vgl. 8.1.): E der Goldegg (604.500/177.200) und in der SW-Ecke des untersuchten Gebietes, wo ein grösserer Quartäraufschluss (603.350/176.050) zu der südlich an mein Gebiet anschliessenden, von pleistocaenen Lockergesteinen bedeckten Zone gehört, die sich gegen Tschingel (Koord. SA 601.750/174.550; s. Beck & Gerber 1925) hinaufzieht.

Natürlich hat auch im südlichen Teil der untersuchten Region ursprünglich überall Moränenmaterial über dem Flysch gelegen, das entweder wenig mächtig war und mit der Unterlage abgerutscht ist oder möglicherweise von verrutschtem Flyschschutt zugedeckt worden ist (Gebiet von Chuenzischwand [603.600/178.000] und Underi Allmit). In den wenigen, nur oberflächlichen Aufschlüssen und den Bachrinnen findet man vor allem Flyschschutt und sehr wenig pleistocaenes Material.

7.22. Ablagerungen

Moränen: In der Moränendecke und den Moränenwällen sind nur vereinzelte Aufschlüsse anzutreffen: meist kleine, nur selten benutzte Kiesgruben sowie Geländeanrisse.

Gute Aufschlüsse bieten drei nur temporär ausgebeutete grössere Kiesgruben (Gemeinde-Kiesgrube Vorders Allmit [604.750/181.000], Kiesgrube Grundbach [603.680/179.720], Kiesgrube Undere Goldegg [604.470/177.250]) und folgende Geländeanrisse:

- im Öligraben (vgl. 6.21., Öligrabenprofil OP 3; 604.410/179.945),
- im Honeggwald (603.350/176.050).

Die Zusammensetzung der Moränen wechselt: es handelt sich aber immer um Kies; selten sind darin einzelne wenig mächtige Sandlinsen beobachtet worden. In einzelnen Aufschlüssen finden sich geschichtete Partien.

Schotter: Beck & Gerber (1925) geben auf der Karte Thun–Stockhorn südlich Wattenwil drei kleine Vorkommen pleistocaener Schotter an (vgl. R. F. Rutsch 1949*a*). Das südlichste Vorkommen (Taf. II; 605.020/179.260) ist heute zugeschüttet; ein weiterer Aufschluss (605.080/179.420) ist ebenfalls zum grössten Teil künstlich überdeckt und überwachsen: es fragt sich, ob es sich nicht um einen holocaenen Schotter handelt. Der dritte Aufschluss, eine kleine fast überwachsene Kiesgrube (604.920/179.440) zeigt Ablagerungen eines Bachschuttkegels.

«*Seetone*»: Im oberen Teil des Biberzengrabens (602.685/179.420) ist «Seeton» aufgeschlossen. Ich habe das folgende Profil aufgenommen:

oben x + 10 cm Kies; Komponenten bis 6 cm Durchmesser, wenig gerundet bis gut gerundet (0.4–0.7), einzelne Gasterngranite; Matrix (ca. 30 Vol.-%) sandig.

80 cm «Seeton»; etwas silthaltig, blaugrau, geschichtet, Schichten 3–50 mm mächtig, z. T. fein laminiert; Schichtflächen glimmerreich; lokale Schichtlage: 8/92. Senkrecht zu den Schichtflächen sind ? subrezente Pflanzenreste eingelagert.

70 + x cm «Seeton»; siltig-feinsandig, gelbbraun, geschichtet, Schichten 5–30 mm mächtig, z. T. fein laminiert; von fein- bis mittelkörnigen Sandlagen unterbrochen, die gegen die Basis des Aufschlusses immer mächtiger werden (bis 50 mm).

Der Biberzengraben muss als randliche Schmelzwasserrinne eines Rückzugsstadiums des Gletschers, von dem die Moränenwälle des Schwarzenbergs und der oberen Stafelalp zeugen (vgl. 7.4.), betrachtet werden. Offenbar war der Abfluss des Schmelzwassers nicht immer möglich; es kam zum Aufstau der Schmelzwässer und vor den Deltaablagerungen des Schmelzwasserbaches zur Ausbildung von Bändertonen (vgl. P. Woldstedt 1961: 147).

Erratische Blöcke: Zahlreiche erratische Blöcke finden sich in den von pleistocaenen Ablagerungen bedeckten Gebieten. In Bachgräben und Wäldern finden sich einzelne grössere Blöcke, die allerdings allmählich verschwinden: Steinhauer verwenden sie hie und da für eine Arbeit, Bauern sprengen sie, um Material für Bruchsteinmauern zu gewinnen. Alle wichtigen Erratiker sind auf Taf. II eingezeichnet worden.

Für einzelne dieser Blöcke, ich denke vor allem an die Habkerngranitblöcke (z. B. bei Pkt. 602.795/179.075; s. Taf. II; vgl. Gerber 1925: 29), bleibt es allerdings fraglich, ob es sich um Erratika oder um Blöcke aus dem Wildflysch handelt, die durch Rutschungen verfrachtet worden sind.

7.23. Mächtigkeit der glazialen Überdeckung

Anhaltspunkte liefern uns die Aufschlüsse

- Vorders Allmit (604.750/181.000),
- im Grundbach (603.680/179.720) und
- im Öligraben (604.410/179.945).

Die glaziale Überdeckung ist in diesen Aufschlüssen x + 6 bis 8 m mächtig; an einzelnen Stellen, besonders in Moränenwällen, wird sie wahrscheinlich 10 bis maximal 25 m, im allgemeinen aber bedeutend weniger mächtig sein.

7.3. Herkunft der Ablagerungen

Alle neueren Untersuchungen (Gerber 1920; Beck 1921*a*; Beck & Gerber 1925; Nussbaum 1921, 1922, 1923, 1936; Rutsch 1947) haben gezeigt (vgl. 7.1.), dass in der von mir untersuchten Region nur Ablagerungen des würmeiszeitlichen Aaregletschers zu finden sind, dessen 1. Rückzugsstadium (das Beck & Gerber 1925, Tercier & Bieri 1961 allerdings als risseiszeitliches Stadium des Rhonegletschers auffassen) westlich meines Arbeitsgebietes durch die Moränen bei Seftigschwand angedeutet wird.

Ich fand im ganzen Untersuchungsgebiet Leitgesteine des Aaregletschers (Gasterngranite, Tschingelkalke; dagegen kein sicherer Grindelwaldner Marmor): als einzelne erratische Blöcke und als Kieskomponenten in jedem grösseren Aufschluss. Daneben sind häufig: Aaregranite, Gesteine der nördlichen Gneiszone, Dogger-Eisensandsteine aus dem Helvetikum, Niesenbrekzien (Penninikum), Hornfluhbrekzien aus den Préalpes.

Leitgesteine des Rhonegletschers fehlen. Die Sedimente sind vom Aaregletscher in der Würmeiszeit abgelagert worden.

7.4. Rückzugsphasen des Aaregletschers

Mehrere charakteristische Moränenwälle, die Molasserücken krönen (z. B. Würzegrat, Schwarzenberg), treten in meinem Untersuchungsgebiet auf. Daneben finden sich einzelne Wälle (z. B. Heimeried, 604.100/180.580), die im Felde, da sie z. T. auch etwas verrutscht sind, schwierig zu erkennen sind und erst im Luftbild deutlich hervortreten.

R. F. Rutsch (1947: 57 ff., Taf. III) hat versucht, die von ihm am Längenberg und von E. Gerber am Gurten (1926) und im nordöstlichen Gurnigelgebiet (Beck & Gerber 1925) beobachteten Moränen in ein System von Rückzugsstadien einzuordnen. Er weist auf die Schwierigkeiten solcher Korrelationen hin und erwähnt die verschiedenen, von seinen eigenen abweichenden Ansichten anderer Autoren (vgl. p. 58, 60, 62).

Rückzugsstadium 1b: **Seftigschwand-Stadium**

R. F. Rutsch (1947: 57) weist ihm im Gurnigelgebiet die Moränen des Schwarzebergs (602.500/180.850; 603.000/180.280) zu; dies scheint mir die sinnvollste Lösung zu sein. Eine südliche Fortsetzung dieses Moränenwallsystems ist offenbar nicht vorhanden (s. unten).

Der untere, parallel dem Schwarzeberg verlaufende Teil des Biberzengrabens diente als randliche Schmelzwasserrinne.

Rückzugsstadium II: **Gurten-Stadium**

Wie R.F. Rutsch (p.58/59) betrachte ich die markanten Moränenwälle des Würzegrates (603.570/181.020) und bei Oberplötsch (602.900/181.690) als Zeugen einer 2. Rückzugsphase. Südlich des Würzegrates weise ich diesem Stadium die Wälle im Chüehölzli (602.900/179.660), W der Stafelalp (602.850/179.360) und an der Chaufderfegg (603.170/178.740) zu. Da wahrscheinlich die tiefer gelegenen Moränenzüge im E-Teil der Stafelalp mit dem Bern- und dem Muri-Stadium (s. unten) zusammenhangen, scheint es mir sinnvoller, die obersten drei Moränenwälle westlich der Stafelalp mit dem Gurten-Stadium zu korrelieren und sie nicht mit dem Seftigschwand-Stadium zu verbinden; zwingendere Gründe lassen sich allerdings für diese Auffassung nicht finden.

Der obere Teil des Biberzengrabens (vgl. 7.22.) kann als kleine randliche Schmelzwasserrinne aufgefasst werden. Als offenbar wichtige Rinne diente das heute fast kein Wasser führende Tal von Rüti-Grund. Die erstaunliche Breite dieses Trockentales lässt vermuten, dass es bereits vor der Würm-Eiszeit angelegt worden ist.

Rückzugsstadium III: **Bern-Stadium**

Gerber (in Beck & Gerber 1925) kartierte Moränenwälle in der Studweid (603.270/181.800), im Chüng (603.680/181.460) und im Flueweidhölzli (603.900/181.150; auf der Karte von Beck & Gerber mit Aussergrund bezeichnet), die R.F. Rutsch (1947, Taf. III) übernimmt und dem Bern-Stadium zuweist. Die Neuaufnahmen haben ergeben, dass, ausser vielleicht dem, im Luftbild aber nicht sicher erkennbaren, Wall im Studweidhölzli (auf Taf. II ist dieser Wall nicht eingetragen worden), es sich nicht um Moränen handelt. Die gut ausgebildeten Wälle bei Hohliebi-Usserwürze (603.950/180.820) können dem Bern-Stadium zugewiesen werden.

Eine südliche Fortsetzung dieses Wallsystems finden wir im Gnüppiwäldli (603.250/179.800) und im Rüttitannebode (603.300/179.400; 603.300/179.100).

Das kleine Trockental westlich des Chüehölzlis (603.120/179.880), das in den Biberzengraben mündet, kann als zugehörige Schmelzwasserrinne gedeutet werden. Als weitere Abflussrinne der Schmelzwässer diente das Tal von Rüti-Grund, dessen Talwasserscheide wahrscheinlich ursprünglich etwas weiter im Südosten gelegen hat, dort, wo eine Molasserippe vom Grundhölzli hinabstreicht (Pkt. 603.510/180.290), und erst in wahrscheinlich postglazialer Zeit durch die vom Schwarzeberg hinabgleitenden Schuttmassen an die heutige Stelle verlegt worden ist (Pkt. 603.470/180.400/869).

R.F. Rutsch (p.60/61) weist dem im allgemeinen weniger ausgeprägten Rückzugsstadium IV (Schosshalden-Stadium) im Gurnigelgebiet den Wall von Heimenried (604.160/180.620) zu; dies scheint mir fraglich: der Wall kann besser mit den Moränenwällen des Muri-Stadiums verbunden werden.

Rückzugsstadium V: **Muri-Stadium**

Es zeichnet sich aus durch im allgemeinen gut entwickelte Moränenwälle (R.F. Rutsch 1947: 61). Die den Muttleboden (604.000/181.870) umgebenden Moränen (vgl. R.F. Rutsch 1947, Taf. III), der oben erwähnte Wall bei Heimeried, die Moränen im Grundbach (603.800/179.250) und bei Läger (603.605/179.350) gehören wahrscheinlich diesem Stadium an.

Zur Ausbildung einer randlichen Schmelzwasserrinne kam es südwestlich des Muttlebodens: das karförmige (Entstehung als Kar?; vgl. P. Woldstedt 1961: 74) Trockental im Flüebode (603.800/181.570) zeugt davon.

Die tiefer liegenden Moränenwälle, deutlich ausgebildet E von Burgistein (604.720/181.820; 604.430/181.470) und in der Lörtscherei (604.850/180.830) können vielleicht dem **Kirchenthurnen-Stadium** (Stadium V) zugeordnet werden, obwohl sie etwas hoch liegen (vgl. R.F. Rutsch 1947, Taf. III, Beck & Rutsch 1949).

8. Holocaen

8.1. Rutschungen, Sackungen, Schlipfe

8.11. Geographische Verbreitung (vgl. Taf. II)

Im südlichen Teil meines Arbeitsgebietes, in der Flyschregion, bestimmen die zahlreichen grossen «Brüche[1]» das Landschaftsbild. Im Norden bauen Molassesedimente, teilweise von einer wenig mächtigen Quartärbedeckung überlagert, das Gelände auf; hier treten nur unbedeutende Schlipfe, Sackungen und Rutschungen auf.

8.12. Gebiet der Molasseschuppen (vgl. Taf. II, Fig. 2)

8.121. Rutschungen, Schlipfe und Sackungen treten vor allem in Gebieten ohne Quartärbedeckung auf. Einzig N der Lienegg (Tufthubel, Lidibouch) sind in grösserem Ausmasse auch quartäre Lockergesteine bewegt worden (vgl. 8.123.).

8.122. Wahrscheinliche Ursachen der Rutschungen[2]

a) Die primären Gleichgewichtsstörungen:

- Die Molasseschichten fallen durchschnittlich mit 37°/150° nach SSE ein. Durch Erosion werden die relativ inkompetenten Gesteine teilweise abgetragen; die Schichtköpfe der kompetenten Gesteine ragen an steilen Hängen hervor und brechen dann, entlang der sich öffnenden Hangklüfte, ab. (Beispiele: Burggraben N des Schlosses Burgistein, Gebiet N des Öligrabens, N-Abhang der Lienegg). Die dadurch entstehende vergrösserte Auflast kann in den liegenden Mergeln Rutschungen verursachen.
- Von grosser Bedeutung ist die durch Bacherosion hervorgerufene Änderung der statischen Verhältnisse (Beispiel Öligraben).
- Wasserdruck und unter Umständen Strömungsdruck (Trauzettel 1962: 34) können mithelfen, Rutschungen zu verursachen; da in vielen Rutschgebieten Quellen austreten (z. B. NE Schloss Burgistein, N des Öligrabens, N der Lienegg), müssen diese Faktoren in Betracht gezogen werden, ohne dass ihre Bedeutung abgeschätzt werden kann.

b) Die sekundären Gleichgewichtsstörungen:

- Die durch die Verwitterung der mergeligen Gesteine (siehe Abschnitt 8.131.) ermöglichte Konsistenzänderung durch Wassergehaltszunahme bildet wahrscheinlich den wichtigsten, Rutschungen auslösenden Faktor.

8.123. Relativ bedeutende Rutschungen finden wir an den steil gegen das Gürbetal abfallenden Hängen. Zwei Beispiele sollen kurz besprochen werden:

Rohrmoos N des Öligrabens: Der Untergrund besteht wahrscheinlich aus Mergeln, wie sie in den künstlichen Aufschlüssen bei Pkt. 604.930/179.980 (eigene Beobachtung) und bei Pkt. 604.740/179.750 (zwei Aufschlüsse: stark tonige Mergel, nach Aussagen der Anwohner) gefunden worden sind.

[1] Im Dialekt dieses Gebietes werden klar begrenzte Rutschgebiete (einschliesslich der Abrissnischen) im Flysch als Brüche bezeichnet (z. B. Schmidenbruch 603.000/176.950). Der Ausdruck wird im Text ebenfalls in diesem Sinne verwendet.

[2] Ich stütze mich bei dieser Betrachtung auf das Handbuch von L. Bendel (1944, 1948) und die einen Überblick über die neue Literatur der Untersuchungen in Rutschgebieten vermittelnde Arbeit von G. Trauzettel (1962).

Bacherosion, unterirdische Wasseradern (die zahlreichen gefassten Quellen weisen auf die bedeutende Wasserführung des Geländes hin), die es den verwitternden Molassemergeln ermöglichen, Wasser einzulagern, sind hier die Hauptursachen, die zum plastischen Fliessen des Geländes führten. Vermutlich hat die wahrscheinlich hier verlaufende tektonische Störung und die damit verbundene Zerrüttung der Sedimente die Rutschung begünstigt.

Das Rutschgebiet N der Lienegg (vgl. 8.121.): Das im Gelände nur schwer abzugrenzende Rutschgebiet tritt im Luftbild sehr deutlich hervor. Am N-Hang der Lienegg finden wir einige kleine Abrissnischen: die steil aufragenden Nagelfluhbänke brechen ab.

Bedeutend ist aber vor allem die Ausbruchnische SE des Rüttitannenbodens bei Pkt. 603.350/179.000. Ein Paket, das z.T. (z.B. N des Tufthubels) ziemlich ungestört im Verband geblieben ist, bewegte sich hangabwärts. Wahrscheinlich ist auch diese Gleitflächenbruch-Rutschung (Trauzettel 1962: 41) verursacht worden durch Konsistenzänderung verwitterter Molassemergel unter der Quartärbedeckung. Sichere Anhaltspunkte haben die Feldaufnahmen nicht geliefert.

8.13. Flyschregion (vgl. Taf. II, Fig. 2)

Ausgedehnte, sich zeitlich und räumlich ablösende Rutschungen finden sich im Gebiete des subalpinen Randflysches (z.B. Underi Allmit) und des Gurnigelflysches. Die grossen Brüche (Leim-, Jordi-, Schmiden-, Meierisli- und Ziegerhubelbruch), deren Abrissnischen in die Wildflyschzone oder am Ziegerhubel sogar ins Gurnigelflyschgebiet hinaufreichen, zeugen von den zahlreichen Gleichgewichtsstörungen.

Die Hauptbewegungsrichtungen verlaufen gegen die Bäche zu, die durch die beträchtlichen zugeführten Gesteinsmassen oft verschüttet werden (vgl. 8.14.). Das sich immer wieder bewegende Gelände schafft dauernd neu zu meisternde Verbauungs- und forsttechnische Schwierigkeiten (vgl. W. Schmid 1957).

H. Furrer (1952, 1953*a*, *b*; unveröffentlichte Gutachten) hat im Auftrage des Eidg. Oberforstinspektorates die geologischen und hydrologischen Verhältnisse dieser Rutschzonen studiert, um abzuklären, wie diese sich bewegenden Massen gefestigt werden könnten.

8.131. Ursachen der Rutschungen

a) Die primären Gleichgewichtsstörungen:

- Die zahlreichen Bäche unterspülen dauernd ihre Ufer, ändern damit die statischen Verhältnisse. Die Auswirkungen dieser Erosion sind bedeutend; dies zeigen die zahlreichen gegen die Bäche zufliessenden Schuttströme.
- Verstärkt wird die Auswirkung der Bacherosion durch die Tatsache, dass die Sedimente dieser Region (subalpiner Randflysch, Wildflysch, östlicher und südöstlicher Teil des Gurnigelflysches) tektonisch stark zerrüttet sind (vgl. die Beschreibung der einzelnen tektonischen Einheiten), so dass, wenn die Unterlage der kompetenten Gesteine gestört wird, diese sofort nachbrechen. Dies kommt besonders zum Ausdruck bei den oft in Blockschutt zerfallenen Goldegg- (z.B. an der Steinegg, Pkt. 603.300/177.250) und Gurnigelsandsteinen (z.B. bei Pkt. 602.510/177.400).
- Der Blockschutt erhöht die Bodenbelastung.
- Die Jordisbodenmergel und die Mergel des Gurnigelflysches, die vor allem zu Rutschungen neigen, zeigen starke tektonische Verfältelungen und kleine Verstellungen (z.B. im Jordibruch, Pkt. 602.900/177.350).
- Die Wasserführung:

  Die tektonische Grenze Wildflysch–subalpiner Randflysch bildet einen Quellhorizont, gekennzeichnet durch mehrere gipsführende Quellen (siehe 9.3.). In dieser Region finden wir aber nicht nur die in der Karte eingezeichneten grösseren Quellen, sondern auch zahlreiche kleinere, z.T. nur temporäre Wasseraustritte. Diese Wassermassen, die nur teilweise oberflächlich abfliessen, durchnässen, wahrscheinlich nur in geringe Tiefe, das ganze Gebiet, ermöglichen (s. unten), bei den gegebenen mineralogischen Eigenheiten der Sedimente, die innern Gleichgewichtsstörungen und erzeugen primäre äussere Gleichgewichtsstörungen, z.B. durch Schwelldruck, Wasserdruck und Strömungsdruck.

b) Die sekundären, inneren Gleichgewichtsstörungen:

- Durch die Verwitterung verlieren die Flyschmergel Kalk (kalkreiche Quellen sind häufig) und Quarz; Fe_2O_3, FeO, MgO, Al_2O_3, Na_2O und K_2O werden angereichert (Untersuchungen von H. Furrer 1952).

Dadurch wird der innere Reibungswiderstand der Sedimente verkleinert, denn die relative mittlere Festigkeit der Körner und die mittlere Korngrösse sind kleiner geworden, während die Zahl der blattförmigen Teilchen relativ angestiegen ist; diese Verwitterungsprodukte sind fähig, freies Porenwasser einzulagern, so dass auch die scheinbare Kohäsion kleiner wird; die damit verbundene Konsistenzänderung der Sedimente setzt die Standfestigkeit herab; es kann durch primäre Gleichgewichtsstörungen oder allein durch die Gravitation zu Fliessvorgängen kommen.

8.132. Arten der Rutschungen: Die zahlreichen Brüche sind wahrscheinlich durch Gleitflächenbruch-Rutschungen (Trauzettel 1962: 41) entstanden; in den tieferliegenden Gebieten herrscht dagegen plastisches Fliessen vor (Rutschungsfliessung, Trauzettel 1962: 73), was die vielen Geländebuckel zeigen. Diese Bewegungen scheinen nur wenig tief hinabzugreifen.

8.14. Verbauungen der Gürbe

Grosse Rutschungen haben immer wieder den Lauf der Gürbe und ihrer Seitenbäche eingeengt und die bestehenden Verbauungen weggerissen. Die bei starken Regengüssen mächtig anschwellenden Bäche (es ist beobachtet worden [H. Furrer 1952], dass die herabfliessenden Wassermengen gegenüber normalen Zeiten um einen Faktor 200 anwachsen können) brachten früher gewaltige Schuttmengen ins Gürbetal: es kam zu Überschwemmungen, und das Gebiet versumpfte allmählich.

Ein kurzer historischer Rückblick soll die gewaltigen Anstrengungen, die unternommen worden sind, um das Gelände zu festigen, zeigen:

Die ersten Angaben berichten von Korrektionen der Gürbe im Gebiet von Wattenwil (E. v. Graffenried 1761: 384), die 40 oder mehr Jahre früher zur Gewinnung von Weidland durchgeführt worden sind. Die verbesserten und die ursprünglichen Verhältnisse stellt J. L. Reinhardt (1731) auf einem Plan des Gürbebachs dar (siehe Taf. II). Später kam es zur Versumpfung des Gebietes von Wattenwil; Culmann (1864: 349) berichtet an den Bundesrat über die betrübliche Lage des Gürbetals und seiner Bevölkerung.

Bereits 1854 wird nach langem Drängen der Anwohner von der bernischen Regierung die Korrektion der Gürbe beschlossen. Das Projekt sieht für die Sektion von Wattenwil bis ins Quellgebiet zahlreiche Verbauungen der Gürbe und der beträchtliche Schuttmassen liefernden Seitengräben vor. Im gleichen Jahr wird das grosse Werk begonnen. Durch die periodisch eintreffenden Hochwasser werden die Verbauungen oft beschädigt und teilweise zerstört. Neue Projekte werden aufgestellt, die möglichst viele dauerhafte Steinverbauungen vorsehen; als weitere Schutzmassnahme soll das stark verrutschte Einzugsgebiet aufgeforstet werden (Eidg. Oberbauinspektorat 1914).

1936 verfasst W. Kirchhoff eine Gürbebaugeschichte (unveröffentlicht): immer wieder haben Hochwasser und die dadurch ausgelösten Rutschungen riesige Schäden angerichtet; dauernd ist das Gelände befestigt, die erodierende Kraft der Gürbe gelenkt worden. Es sind neue, bessere Verbauungen und verschiedene Entwässerungssysteme, die die Rutschungen verhindern sollten, erstellt und die Aufforstungen sorgfältig durchgeführt worden. W. Schmid (1957) weist darauf hin, dass die bescheidenen Erfolge nicht über das grosse Ausmass der noch bestehenden Schwierigkeiten hinwegtäuschen dürfen.

8.2. Ehemalige Moore

Früh & Schröter (1904, Taf. 5) geben in ihrem Beitrag «Die Moore der Schweiz» zwischen Wattenwil und der Station Wattenwil-Burgistein ein Flachmoor an, westlich der Gürbe zehn weitere Moore, deren Typus nicht angegeben werden kann. E. Gerber (Beck & Gerber 1925: Karte Thun–Stockhorn) beobachtete an den östlichen Talhängen noch 9 Torfmoore.

Alle Moore sind heute drainiert; kleine Torfvorkommen fand ich an folgenden Stellen:

1. Westlich und südlich des Chachelhüsi (Pkt. 603.740/180.225); im Gebiet des ehemaligen Torfmoors finden sich heute Wiesen und Äcker; dies gilt auch für
2. Im Flüebode (Pkt. 603.800/181.600),
3. Westlich des Standhubels (bei Pkt. 604.320/181.450); ein Gärtner nutzt heute den günstigen Boden.

Torf ist wahrscheinlich in diesem Gebiet nie ausgebeutet worden (vgl. Eidg. Inspektion für Forstwesen, Abt. Torfversorgung 1922).

9. Hydrogeologie

9.1. Blumenstein-Bad (Koord. LK 606.200/177.105)

9.11. Historisches: Schon 1592 wird das Bad Blumenstein in Amtsrechnungen erwähnt; 1611 ist die Bewilligung zum Bau eines Badhauses erteilt worden (A. J. Lüthi 1957: Die Mineralbäder des Kantons Bern). Später finden wir das Bad erwähnt bei J. J. Wagner (1680), J. J. Scheuchzer (1717, 1746), H. J. Leu (1750), J. C. Faesi (1765–1768) und J. C. Füsslin (1770–1772).

C. F. Morell (1788) veröffentlicht zum ersten Male Daten über die chemischen und physikalischen Eigenschaften dieses Mineralwassers, die auch J. G. Ebel (1804, 2. Bd.) erwähnt. C. Benoit (1824) stellt die Geschichte des Bades dar und veröffentlicht eine von E. Fueter ausgeführte Analyse; er weist auf die starke Witterungsabhängigkeit der Konzentration des Mineralwassers hin, was L. R. von Fellenberg (1851), der eine neue chemische Analyse ausführt, bestätigt. G. Rüsch (1825–1832, 2. Bd.) und E. Osann (1829, 1. u. 3. Bd.) stellen fest, dass im Bad Blumenstein 4 Quellen vorhanden seien. J. Barbezat (1830), Anonymus (1830), J. Lavater (1836), A. Vetter (1845), J. Hofstätter (1857), A. Jahn (1857), Leisinger (1857) und Anonymus (1857) erwähnen das Bad, das C. Meyer-Ahrens (1860) ausführlicher beschreibt. F. W. Gohl (1862) berichtet von einer fünften, schwachen, fast ungenutzten Quelle; er vermutet den Ursprung aller fünf Mineralquellen im Hügelland zwischen Aare und Gürbe. C. Meyer-Ahrens (1870) vergleicht die Analyse des Blumensteiner Wassers mit denen anderer Mineralquellen.

Die Veröffentlichungen von Th. Gsell-Fels (1880), H. A. Berlepsch (1882, 4. Ausg.), B. Fricker (1896, 2. Aufl.), des Bäder Almanachs (1892, 5. Ausg.) und der Schweiz. Balneologischen Gesellschaft (1910) bringen keine neuen Erkenntnisse.

J. Cadisch (1936: 246) vermutet, dass die verschiedenen gemeinsam gefassten Quellen des Bades am untern Rande des Gürbeschuttkegels entspringen. In Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz (1937: 87) wird eine neue Analyse von Schwarzenbach veröffentlicht, die zum erstenmal Ionenkonzentrationen angibt:

Wichtigste Kationen: Ca, Mg, Fe^{II} (5.58 mg/l)
Wichtigste Anionen: SO_4, HCO_3
Summe der gelösten Mineralbestandteile: 649,21 mg/l
Gelöstes Gas: CO_2 (132,9 cm^3/l)
Temperatur: 11,0 °C.

Payot & Jaquerod (1953: Nr. 150) messen die schwache Radioaktivität der Quelle, die im Mittel $0.4 \cdot 10^{-10}$ curie/l beträgt.

9.12. Beschreibung der Quelle: Die genaue Lage der Quelle – es ist heute nicht möglich festzustellen, ob es sich um mehrere Quellen handelt, da nur ein Einlauf ins Reservoir besteht und man den weitern Verlauf der Quellenleitung nur teilweise kennt – ist nicht bekannt (im Grundbuch nicht eingetragen, briefliche Mitteilung des Grundbuchgeometers von Thun vom 7. Mai 1960); die Quelle liegt im Bereich zwischen Gürbe und Riedbach, im obern Teil des Gürbeschuttkegels. Das Wasser stammt wahrscheinlich aus dem Gebiet des Gurnigel- oder des subalpinen Randflysches, wo es mineralisiert wird (vgl. die Bemerkungen von J. Cadisch [1937: 25] in Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz über die Mineralisation der Eisensäuerlinge).

Seit 1937 ist das Wasser nicht mehr chemisch untersucht worden (Aussage des Badbesitzers, Durchsicht der Protokolle des Kantonschemikers und des Lebensmittelinspektors dieses Bezirkes). Stützt man sich auf die Analyse von Schwarzenbach (1937), so muss dieses Mineralwasser in die Gruppe der kalten Eisensäuerlinge (Schweiz. Verordnung über den Verkehr mit Lebensmitteln und Gebrauchsgegenständen von 1958) eingereiht werden.

Der Quellertrag konnte nicht gemessen werden; er scheint ziemlich konstant zu sein; auch im ausserordentlich trockenen Sommer 1959 ging er nicht zurück.

Neben dieser Quelle ist bis ungefähr 1930 eine Schwefelquelle genutzt worden (Koord. SA 606.930/175.730; s. Beck & Gerber [1925]: Spez.-Karte Thun–Stockhorn), deren Ertrag aber nach der Drainierung des Quellgebietes stark zurückging.

9.2. Wasserversorgungen

9.21. Hänge des Gürbetals: An den westlich der Gürbe gelegenen Hängen finden wir zahlreiche Fassungen von Molasse-Kluftquellen, Moränenquellen und Quellen in Rutschgebieten. Es sind Fassungen von Einzelhöfen und der Gruppenwasserversorgungen Gmeis (8 Quellen SE der Stafelalp), Grundbach (mehrere Quellen auf der Stafelalp) und Oberdorf Wattenwil (Quellen im Schwarzmoos, im Rohrmoos und im Öligraben).

Die Qualität des Trinkwassers (in chemischer und bakteriologischer Hinsicht) ist, ausser bei den Quellen in Rutschgebieten (z.B. Underi Allmit), im allgemeinen gut. Schlechte Fassungen und Leitungen führen allerdings oft zu Verunreinigungen.

9.22. Gürbetal: Wie R.F. Rutsch (1949*a*, 1949*b*) bereits festgestellt hat, sind grosse Grundwasservorkommen, wie man sie oft in extramoränischen Talläufen findet, bis heute nicht bekannt. Die von W her aufgeschütteten mächtigen Schuttkegel des Öligrabens, der Bäche zwischen Öligraben und Gmeis, der Gürbe und des Fallbaches führen alle Grundwasser. Den geologischen Aufbau dieser Schuttkegel und ihrer Unterlage kennen wir nur schlecht, da natürliche und grössere künstliche Aufschlüsse fehlen. Bewohner, die Schürfungen durchführten, berichten, dass innerhalb der groben Schuttmassen auch Lehmlagen auftreten. Eigene Beobachtungen in zwei ungefähr 3 m tiefen Baugruben (605.390/179.940 und 605.400/179.890) im Dorf Wattenwil (Öligraben-Schuttkegel) stützen diese Aussagen: Kies, ungeschichtet, mit sandig-siltiger Matrix, Komponenten bis 20 cm Durchmesser, z.T. schlecht gerundet, wechselt mit blauen, tonigen, wenig mächtigen Siltlagen, die seitlich z.T. auskeilen. Da diese Aufschlüsse am untern Rande des Öligrabenschuttkegels liegen, zeigen die Sedimente wahrscheinlich bereits den Übergang zu den Ablagerungen der Talsohle.

Das Grundwasser wird in vielen Fassungen (z.T. auch Sod- und Schachtbrunnen) genutzt, die allerdings heute zum grossen Teil, sobald der Anschluss an eine Gruppenwasserversorgung möglich ist, aufgelassen werden. Die Qualität dieses Grundwassers ist nicht immer einwandfrei; leider sind, wie dies auch schon Rutsch (1949*a*) feststellte, in neuerer Zeit mehrere Sickergruben angelegt worden, die das Grundwasser ungünstig beeinflussen können. Ein Ausbau der Wasserversorgung ist von der Gemeinde Wattenwil im August 1963 beschlossen worden.

Der einzige bedeutendere Grundwasseraufstoss liegt im Bereiche des Gürbeschuttkegels im Breitmoos (605.925/178.650). Er versorgt einen Teil des Dorfes Wattenwil mit einwandfreiem Trinkwasser (Wasserversorgungsgenossenschaft Unterdorf), soweit die Häuser im Bereiche des natürlichen Gefälles des Austrittes liegen.

Das Wasser tritt da aus, wo der Talquerschnitt durch die vorspringenden Nagelfluhsporne der Lienegg und des Längmooses (heute nicht mehr aufgeschlossen, s. Beck & Gerber [1925]: Karte Thun–Stockhorn) etwas verengt wird.

9.3. Gipsführende Quellen

Die Untersuchungen von H. Furrer (1952, 1953*a*, *b*) haben gezeigt, dass an der Basis des Wildflyschs eine Reihe mehr als 100 mg/l Gips führende Quellen austreten (4 Quellen in meinem Arbeitsgebiet im Schmidenbruch: 3 in der Nähe von Pkt. 602.770/177.110, eine weitere bei Pkt. 602.815/176.970). Gleichen Chemismus zeigen auch Quellen im Gebiet des subalpinen Randflysches (z.B. im Meierislibruch Pkt. 602.565/176.450, vor allem aber westlich meines Arbeitsgebietes). Furrer (1952) nimmt an, dass das in den Gips- und Kalkschürflingen des Wildflysches mineralisierte Wasser längs Klüften in die subalpine Randflyschregion gelange.

II. TEIL: PALÄONTOLOGIE

Terrestrische Gastropoden aus der oligocaenen und miocaenen Molasse der Gurnigelregion und des Gebietes zwischen Thunersee und Napf

1. Einleitung

Neben der geologischen Bearbeitung der Gurnigelregion habe ich die von mir und früheren Bearbeitern im Gurnigelgebiet gesammelten Landschnecken sowie weitere Funde terrestrischer Gastropoden aus dem Gebiet zwischen Thunersee und Napf bearbeitet (vgl. die Fundstellenkarte, Fig. 20 und das Verzeichnis der neu bestimmten Gastropoden).

Schwierigkeiten verschiedener Art (Fehlende Angaben über Variationsbreiten, Unauffindbarkeit der Typen usw.) haben mich bewogen, vorläufig nur die am häufigsten vertretenen Formen der Familien *Pomatiidae, Clausiliidae* und *Helicidae* zu untersuchen. Dabei mussten viele Unsicherheiten in Kauf genommen werden, weil es im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich war, sämtliches Typenmaterial, dessen Aufbewahrungsort oft nicht bekannt ist, zu beschaffen. Die meist sehr beschränkte Individuenzahl und der schlechte Erhaltungszustand der Fossilien verunmöglichten auch Untersuchungen über die Variationsbreiten.

1.1. Methodisches

Präparation der Gastropoden: Um Schalen von anhaftenden Gesteinsresten zu befreien, ist eine feine Präpariernadel (Insektennadel) verwendet worden, die für nicht zu harte Gesteine gute Dienste leistete. Bewährt hat sich eine kurze Behandlung der zu reinigenden Stelle mit Desogen (10%-Lösung; vgl. I. 1.352.), das, sobald sich das Gestein gelockert hat, sorgfältig mit Trichloräthylen oder mit Toluol weggewaschen werden muss; bei beschädigten Schalenexemplaren empfiehlt es sich, das Desogen in geringerer Konzentration anzuwenden, da die Gefahr besteht, dass sich die Schale vom Steinkern löst.

Brüchige Schalen sind mit Paraloid[1] überzogen worden, das beliebig verdünnt und mit Toluol auch wieder weggelöst werden kann. Die Fossilien sind z. T. schon im Felde mit Paraloid behandelt worden.

Terminologie: Für die verwendeten Termini technici in den Beschreibungen habe ich mich z. T. auf die Arbeit von DE GREGORIO (1883), vor allem aber auf die Arbeiten von Cox (1955, 1960) gestützt.

Abkürzungen: Im Text werden folgende Abkürzungen verwendet:

MB aus der Kollektion des Naturhistorischen Museums Bern

MBa aus der Kollektion des Naturhistorischen Museums Basel

ETH aus der Kollektion der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich

IRZN Internationale Regeln für die Zoologische Nomenklatur beschlossen vom XV. Intern. Kongress für Zoologie. Deutscher Text hrg. durch die Senckenbergische naturforschende Gesellschaft, Frankfurt am Main 1962.

[1] Paraloid: ein dem Plexiglas nahestehender polymerer Acrylester; Standardlösung: 40% Paraloid B-72 in 60% Toluol. Hersteller: Rohm & Haas Co., Philadelphia; Auslieferfirma für die Schweiz: Th. Christ AG, Basel.

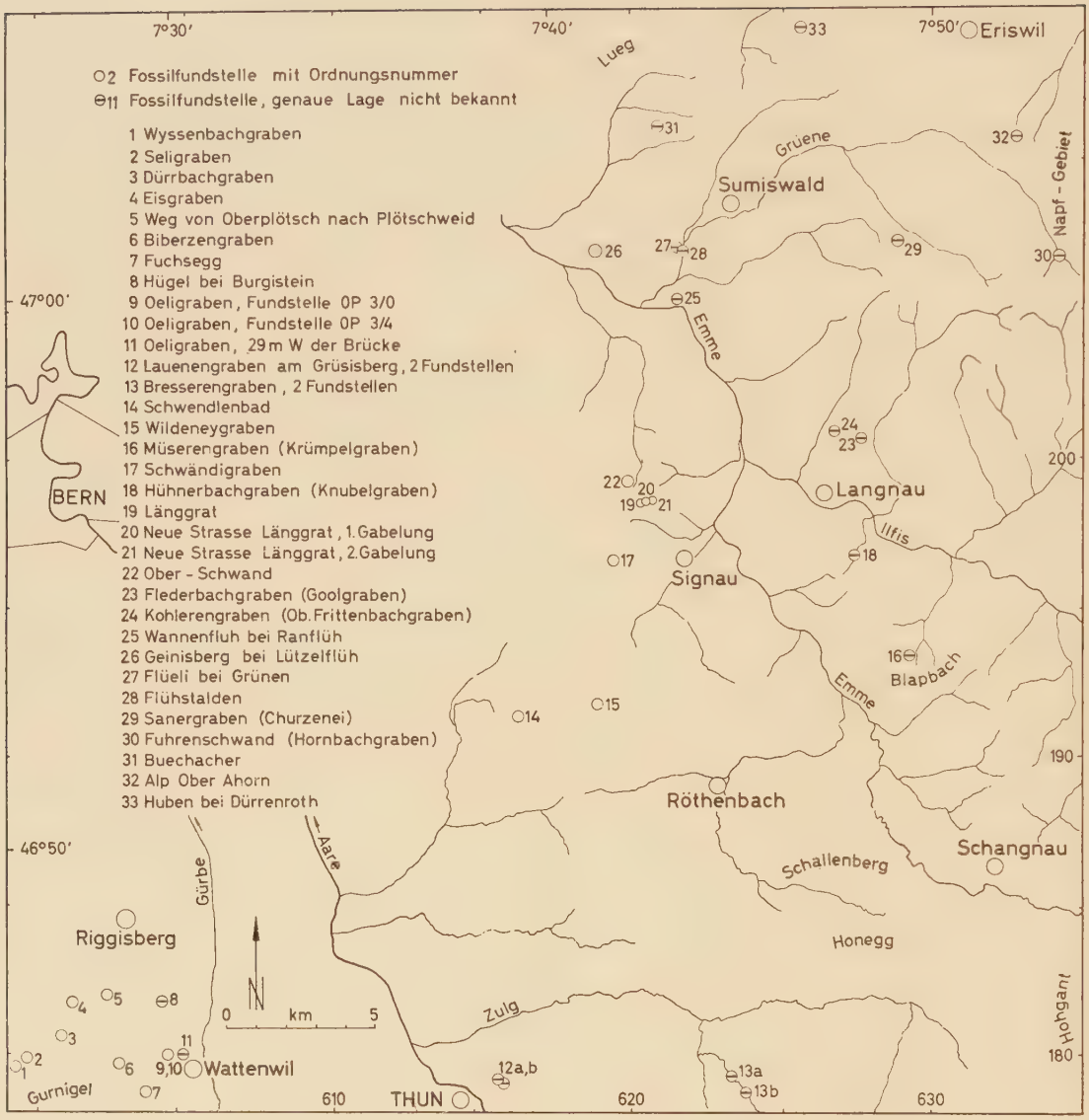


Fig. 20: Die Fundstellen der bearbeiteten terrestrischen Gastropoden

1.2. Verzeichnis der neu bestimmten Gastropoden

Fundstelle Nr.	Gastropodenfauna
1	*Triptychia (Triptychia)* sp.; *Cepaea* ? sp.
2	*Triptychia (Triptychia)* sp.; *Cepaea* ? sp.
3	*Cepaea* cfr. *rugulosa*
4	*Helicidae* gen. indet.
5	*Cepaea* ? sp.
6	*Helicidae* gen. indet.
7	*Pomatias* sp.; *Triptychia (Triptychia)* cfr. *antiqua; Helicidae* gen. indet.
8	*Cepaea* ? sp.
9	*Helicidae* gen. indet.
10	*Cepaea* ? sp.
11	*Helicidae* gen. indet.
12	*Pomatias* cfr. *antiquum; Triptychia (Triptychia)* cfr. *antiqua; Cepaea* ? sp.; *Helicidae* gen. indet.; *Helicidae* ? gen. indet.
13	*Pomatias* cfr. *antiquum; Triptychia (Triptychia)* sp.
14	*Pomatias consobrinum; Triptychia (Triptychia)* cfr. *grandis; Tropidomphalus* ? sp.; *Klikia (Apula) coarctata coarctata*
15	*Helicidae* ? gen. indet.
16	*Tropidomphalus (Pseudochloritis)* aff. *incrassatus; Klikia (Apula) coarctata coarctata; Cepaea* cfr. *silvana*
17	*Triptychia (Triptychia)* sp.; *Tropidomphalus (Pseudochloritis)* cfr. *incrassatus; Cepaea* cfr. *silvana; Cepaea* ? sp.
18	*Klikia* sp.
19	*Cepaea* cfr. *silvana; Cepaea* ? sp.
20	*Klikia* sp.; *Cepaea* cfr. *silvana; Cepaea* ? sp.
21	*Cepaea* ? sp.
22	*Tropidomphalus (Pseudochloritis)* cfr. *incrassatus; Klikia* sp.
23	*Cepaea* ? sp.
24	*Pomatias* cfr. *consobrinum; Cepaea* ? sp.; *Helicidae* ? gen. indet.
25	*Tropidomphalus* ? sp.
26	*Cepaea* ? sp.
27	*Tudorella* cfr. *lartetii; Tropidomphalus (Pseudochloritis)* cfr. *incrassatus; Klikia* sp.
28	*Tudorella* cfr. *lartetii; Klikia* sp.
29	*Cepaea* sp.
30	*Triptychia (Triptychia)* sp.; *Cepaea* ? sp.
31	*Cepaea* sp.
32	*Cepaea* sp.
33	*Klikia* sp.

2. Familia POMATIIDAE[1]

2.1. Subfamilia POMATIINAE[1]

2.11. Zugehörigkeit zur Subfamilie

Die Familie *Pomatiidae* wird nach Wenz (1939: 531) in zwei Subfamilien unterteilt. Die untersuchten Fossilien vom Gurnigel und aus dem Gebiet zwischen Napf und Thunersee gehören wegen ihrer mehr oder weniger hohen, kreiselförmigen Gestalt und ihren Operculae mit rasch anwachsender, verbreiteter Endwindung sicher zur Subfamilie *Pomatiinae*.

2.12. Generische Zuweisung

Die von Wenz (1939: 532–536) aufgeführten neun Genera lassen sich im allgemeinen morphologisch gut unterscheiden; die mir aus der bernischen Molasse vorliegenden Gastropoden gehören zum grossen Teil sicher der Gattung *Pomatias* Studer 1789 (Syn.: *Cyclostoma* Draparnaud 1801 non Lamarck 1799; *Cyclostomus* Montfort 1810; *Ericia* Moquin-Tandon (in Partiot) 1848; vgl. Wenz 1939: 535) an, nur einige Formen sind wahrscheinlich der Gattung *Tudorella* Fischer 1885 zuzuweisen.

An der Selbständigkeit der Gattung *Tudorella*, die von Fischer von der Gattung *Cyclostoma* abgetrennt worden ist, zweifeln verschiedene Autoren (vgl. Locard 1893: 219, Jooss 1923: 207). Picard (1949: 64) fasst die Artgruppe um *Tudorella* Fischer als Subgenus von *Pomatias* Studer auf; weitere biostatistische und anatomische Studien müssen diese Frage abklären.

Da nach Picard (1949: 64, 81) *Tudorella* sich in der Ausbildung des Operculums, das bei den vorliegenden Molasse-Formen nicht gefunden worden ist[2], und durch ein leicht umgeschlagenes Peristom, das bei keinem meiner Exemplare aus der Gegend von Lützelflüh erhalten ist, von *Cyclostoma* s. str. unterscheidet, können die im folgenden zu *Tudorella* gestellten Formen nur mit Vorbehalt auf Grund der etwas getürmten Gestalt und der nicht sehr zahlreichen Spiralrippen zu dieser Gattung gestellt werden.

2.13. Genus POMATIAS Studer 1789

Genotypus: *Pomatias elegans* (O. F. Müller 1774); Typus durch Monotypie, Studer in Coxe (1789, 3: 388); vgl. auch Forcart (1957: 174).

2.131. *Pomatias consobrinum* (Sandberger 1874)

1874 *Cyclostomus consobrinus;* in Sandberger, Die Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt: 606, Taf. 29, Fig. 33a (non 33b, c).
1890 *Cyclostomus consobrinus;* det. Sandberger in Kissling, Die versteinerten Thier- und Pflanzenreste der Umgebung von Bern: 7.
1925 *Cyclostomus consobrinus;* in Baumberger, Die subalpine Molasse von Luzern: 169.
1929 *Ericia consobrina;* in Baumberger, Die Deutung des Rigi-Rossbergprofiles: 299.

[1] Ich verzichte auf Angabe von Autor und Datum wegen der noch bestehenden nomenklatorischen Unsicherheit; vgl. Baker 1956*b*: 29.

[2] In der Literatur habe ich keine Angaben über Operculae fossiler Tudorellen gefunden (vgl. Sandberger 1870–1875: 534, 618; Locard 1893: 219/220; Jooss 1923: 207).

Holotyp: SANDBERGER hat keinen Holotyp festgelegt.

Syntypen: *a) Cyclostoma consobrinum* C. MAYER-EYMAR (der die Art aufgestellt aber nicht veröffentlicht hat; vgl. IRZN: Art. 73c) in Coll. ETH.

b) Cyclostoma bisulcatum ZIETEN pro parte *C. bisulcatum* KLEIN non ZIETEN; in VON KLEIN (1846): Conchylien der Süsswasserkalkformation Württembergs: 76, exkl. Taf. I, Fig. 21a, b, c (vgl. VON KLEIN 1853: 217).

c) Cyclostomus bisulcatus ZIETEN pro parte *C. bisulcatus* SANDBERGER non ZIETEN; in SANDBERGER (1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens: 7, exkl. Taf. I, Fig. 3, 3a bis i.

Da mir nur ein schlecht erhaltener (s. unten) Syntyp zur Verfügung steht und ich den Aufbewahrungsort der andern nicht kenne, wird hier auf die Festlegung eines Lectotyps verzichtet.

Loci typici: *a)* Reuenthal bei Bäretswil (Kt. Zürich); Baarburg (Kt. Zug).

b) Es geht aus den Publikationen von VON KLEIN (1846) und SANDBERGER (1870–1875) nicht hervor, an welchen der von VON KLEIN angegebenen Fundorte *C. consobrinus* gefunden worden ist.

c) Es geht aus den Publikationen von SANDBERGER (1863, 1870–1875) nicht hervor, an welchen der 1863 angegebenen Fundorte *C. consobrinus* gefunden worden ist.

Strata typica: *a)* Obere Süsswassermolasse (?Tortonien); vgl. Geol. Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Bl. 3 (1950); BAUMBERGER (1925: 169; 1929: 299).

Das stratum typicum der unter *b)* und *c)* erwähnten Fundorte ist mir nicht bekannt.

Der Fundort und seine stratigraphische Stellung

Die vorliegenden Exemplare (Nrn. RVB 62–70, 120–124, aus Coll. KISSLING, MB) sind beim Schwendlenbad[1] (siehe KISSLING 1890: 7, 1903: 61[2]) gefunden worden; es handelt sich wahrscheinlich um die von SANDBERGER bestimmten Exemplare (s. KISSLING 1890: 7); sie stammen aus einer limnischen oder terrestrischen Einschaltung (grünliche fette Mergel, nach KISSLING 1903) in marinem Helvétien (vgl. RUTSCH, DROOGER & OERTLI 1958: 6, 31).

Beschreibung (vgl. Taf. I, Abb. 1–4)

Es handelt sich bei den vorliegenden Fossilien um leicht verdrückte und beschädigte Schalenexemplare; die Mündung ist nie vollständig erhalten.

Beschreibung von RVB 62 (ergänzende Angaben von andern Exemplaren):

Gesamthöhe:	15 mm.
Max. Breite:	12 mm (leicht flachgedrückt).
Form:	Rechtsgewunden; kegelförmig, leicht cyrtoconoid.
Endwindung:	Gesamthöhe 11.5 mm.
Nabel:	Nabelritze.
Mündung:	Höhe 7 mm, fast kreisförmig, mit stumpfem Knick an der Stelle, wo sie an die vorletzte Windung stösst (sichtbar bei RVB 63); Mundrand nicht verdickt; mehr oder weniger ausgeprägter bis 0.5 mm breiter und ca. 0.3 mm hoher Wulst (vgl. RVB 62, 63, 121), der auf der rechten Seite ca. 1 mm hinter dem Mundrand liegt; er zieht sich vom Mündungsrand in der Umbilikalregion nach rechts oben; adapicales Ende bei keinem Exemplar erhalten. Mündung steht ungefähr parallel zur Ebene Windungsachse/max. Durchmesser.
Spira:	Aus $4^1/_9$ Windungen bestehend, die durch gekerbte Nähte voneinander getrennt sind; Höhe der einzelnen Windungen am abapicalen Ende (Reihenfolge in adapicaler Richtung): 4.5 mm, 2 mm, 0.8 mm, Apex 0.7 mm;

[1] Mein Studienfreund G. DELLA VALLE hat im Herbst 1963 versucht, mit einer Grabung (Koord. LK 616.245/191.312) an der von KISSLING angegebenen Stelle diese limnische oder terrestrische Einschaltung in der marinen Molasse wieder freizulegen, leider ohne Erfolg.

[2] Vgl. auch: Exkursionsbericht von O. SEMADENI über eine von E. KISSLING am 6. Mai 1900 geführte Exkursion; in: Zusammenstellung von Exkursionsberichten von E. GERBER (p. 6); nicht veröffentlicht, in der Bibliothek E. GERBER, Nat. hist. Museum Bern.

Form der Windungen: schwach bauchig, Neigung: mit der Gehäuseachse einen Winkel von ca. 80° einschliessend; mittlerer Spirawinkel: 60°.

Ornamentierung: Kräftige, ungleich starke Spiralrippen (eine schwächere, oder zwei bei RVB 63, liegt immer zwischen zwei stärkeren), die durch ca. 0.3 mm breite (schmälere bei RVB 63) Rinnen getrennt werden. Zahl der Spiralrippen: 15 (25 bei RVB 63) am abapicalen Ende der vorletzten Windung; am adapicalen Ende der vorletzten Windung unter dem Apex sind die schwächeren Rippen nicht mehr zu erkennen, die Zahl der stärker ausgebildeten hat sich auf 6 reduziert (auch bei RVB 63).
Die Spiralrippen werden durchsetzt von prosoclin geneigten, ungleich starken Anwachsrippen, die mehr oder weniger stark ausgeprägt (vgl. RVB 62, 63), immer aber schwächer ausgebildet sind als die Spiralrippen. Zahl der Anwachsrippen: am abapicalen Ende der vorletzten Windung 6/mm Windung, am adapicalen Ende 5/mm Windung.

Apicalregion: Apicalwinkel 90°, Protoconch stumpf; 1½ Windungen, die keine Ornamentierung zeigen.

Operculum: RVB 70, bei der Präparation etwas beschädigt: eiförmig; längste Achsen 11 und 12 mm; von 4¼ sicher erkennbaren Windungen aufgebaut, die einen fast runden Kern umgeben, der – dies ist nicht sicher erkennbar – wahrscheinlich auch aus Windungen oder exzentrischen Teilen aufgebaut ist.
Internseite (vgl. Cox 1960: I 125): der Kern ist vertieft, jede Windung überragt die vorhergehende ganz wenig. Auf den Windungen sind bogige, z. T. schwach gebogene langgestreckte, s-förmige Anwachsstreifen erkennbar in Abständen von ≦ 0.1 mm.
Externseite: Kern etwas vertieft, Profil allmählich gegen den Aussenrand ansteigend; die z. T. leicht gewellten Anwachsstreifen schwach s-förmig gebogen, langgestreckt; Abstände wie auf der Internseite.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Vergleichsmaterial:

a) *Cyclostoma consobrinum* aus dem «Messinien II A» (Tortonien[1]; vgl. Geol. Generalkarte Schweiz 1:200000, Bl. 3, Zürich–Glarus) von Reuenthal bei Baeretschwyl[2] (Kt. Zürich). Syntyp von Sandberger (1874: 607); Coll. C. Mayer-Eymar, Nr. 9. 3066, ETH; es handelt sich um ein verdrücktes Exemplar, Apical-, Mündungsregion und Teile der Endwindung fehlen, Schale z. T. erhalten. Ornamentierung: kräftige ungleich starke Spiralrippen, Anwachsrippen schwach ausgebildet. Der zweite von Sandberger erwähnte Syntyp aus der Coll. C. Mayer-Eymar, ETH, von der Baarburg (Kt. Zug) konnte nicht aufgefunden werden.

b) *Pomatias consobrinum* det. E. Baumberger aus den tortonen Silvanaschichten der Baarburg (Kt. Zug), vgl. E. Baumberger (1925: 169, 1929: 299); aus der Handsammlung Baumberger, MBa, Nrn. H 1006, H 1011/1–8, H 1012/1–7; sehr gut erhaltene Schalenexemplare.

c) *Pomatias consobrinum* aus den tortonen Silvanaschichten von Mörsingen bei Riedlingen SW Ulm (vgl. Baumberger 1929: 300); aus der Handsammlung Baumberger, MBa, Nrn. H 1000/1–2 (Operculae, det. W. Wenz), H 1003/1–4 (det. Baumberger); sehr gut erhaltene Schalenexemplare.

Die mir zur Verfügung stehenden Vergleichsexemplare zeigen

a) alle gleiche Schalenproportionen, gleiche Windungszahl und stimmen in der Ausbildung der Apicalregion, der Mündung, des Mündungswulstes, des Nabels und der Operculae überein;

b) die grosse Variationsbreite in der Ausbildung der Ornamentierung; die Zahl der Spiralrippen am abapicalen Ende der vorletzten Windung schwankt zwischen 18 (Ex. von H 1012/1–7) und 27 (Ex. von H 1003/1–4); oft tritt zwischen zwei kräftigeren Rippen eine, selten zwei oder drei, schwächer ausgebildete auf; auch die Zahl der kräftiger ausgebildeten Spiralrippen schwankt beträchtlich.
Die Anwachsrippen sind sehr unterschiedlich ausgebildet, treten aber immer zurück gegenüber den Spiralrippen.

Die untersuchten Exemplare vom Schwendlenbad zeigen kräftigere Spiralrippen (vor allem RVB 112) und kräftigere Anwachsrippen als alle Vergleichsindividuen. Welche Bedeutung diesen Merkmalen für die spezifische Bestimmung zukommt, müsste im Rahmen einer grösseren vergleichend-statistischen Arbeit untersucht werden. Boettger (1932: 29), Brockmeier (1932: 735) und Picard (1949: 81) haben auf die Abhängigkeit des Schalenbaus und der Ornamentierung von den Umweltfaktoren hingewiesen. Der ganz andere Erhaltungszustand der untersuchten Exemplare ist ebenfalls zu berücksichtigen; alle Vergleichsexemplare stammen offenbar aus stark kalkhaltigen Sedimenten.

[1] Der Begriff Messinien Mayer-Eymar 1867 ist sehr schlecht definiert und sollte nicht mehr verwendet werden; er wird in Italien heute noch ab und zu gebraucht, als chronostratigraphischer Begriff für den Zeitabschnitt zwischen Tortonien und Pliocaen (Lex. strat. intern. I, 4a VII und 11).

[2] Auf der LK 1:50000, Bl. 226, Rapperswil, als Bäretswil bezeichnet.

Eine ähnlich grosse Variationsbreite in der Ornamentierung wie zwischen den Vergleichsexemplaren und den Funden vom Schwendlenbad findet sich auch bei der verwandten, rezenten Art *Pomatias sulcatus* (vgl. Sandberger 1870–1875: 607); ich habe Exemplare von N-Afrika, Sizilien, Sardinien, S-Frankreich und Jersey aus der Coll. Shuttleworth, MB, miteinander verglichen. Weniger bedeutend, aber doch ausgeprägt ist die Variationsbreite bei *P. elegans* (es standen mir Gehäuse aus der Türkei, von Jugoslawien, N-Afrika, Korsika, Spanien, Frankreich, England und der Schweiz als Vergleichsmaterial aus der Coll. Shuttleworth zur Verfügung).

Ich halte deshalb eine Zuweisung der untersuchten Exemplare zur Spezies *P. consobrinum* als gesichert, wobei immerhin die Möglichkeit besteht, dass neue Untersuchungen über die Variationsbreite dieser Art, ausgehend von einem noch festzulegenden Lectotypus, zu einer abweichenden Auffassung führen könnten.

Der Leitwert der Art

Nach Wenz (1923: 1805) ist *P. consobrinum* auf das Tortonien beschränkt. Wie oben bereits erwähnt worden ist, stammen die Exemplare vom Schwendlenbad aus einer limnischen oder terrestrischen Einlagerung in marinem Helvétien (vgl. Rutsch et al. 1958: 6, 31), paläontologisch belegt mit einer typischen Helvétien-Fauna. Die stratigraphische Reichweite von *P. consobrinum* ist daher grösser als dies Wenz annimmt: die Art tritt bereits im Helvétien auf (vgl. Rutsch 1928: 81; 1958: 115; Rutsch et al. 1958).

2.132. *Pomatias* cfr. *consobrinum* (Sandberger 1874)

1902 «*Cyclostoma consobrinum* Kissling» (non Sandberger 1874); in E. Kissling, Meeresmolasse im Emmental: 100.
Übrige Synonymieliste sowie Angaben über Syntypen siehe 2.131.

Der Fundort und seine stratigraphische Stellung

Die vorliegenden Exemplare, Nrn. RVB 125, 127, 128 aus der Coll. Kissling, MB, stammen aus der Oberen Süsswassermolasse (?Tortonien) des Kohlerengrabens (zwischen Grundguet und Choleren im Koordinatenabschnitt 626.3–626.9/201.05–200.75; siehe LK 1:25000, Blatt 1168, Langnau i.E.), der von SE her in den oberen Frittenbachgraben fliesst (vgl. Kissling 1902: 99).

Beschreibung

Es handelt sich um drei zerdrückte Schalenexemplare, denen die Endwindung fehlt, und ein Deckelfragment.
Beschreibung von RVB 128:

Gesamthöhe:	9 mm.
Spira:	2½ Windungen sind erhalten, die durch gekerbte Nähte voneinander getrennt sind. Form der Windungen: bauchig; Neigung zur Gehäuseachse ca. 80°; Höhe der Windungen am adapicalen Ende (in abapicaler Reihenfolge): 0.7; 2.0; 4.5 mm.
Ornamentierung:	Kräftige, ungleich starke Spiralrippen, schlecht erhalten, die von prosoclin geneigten schwachen Anwachsrippen durchsetzt werden (gut sichtbar bei RVB 127).
Apicalregion:	Apicalwinkel ca. 100°, Protoconch stumpf, aus 1¾ Windungen bestehend, die keine Ornamentierung zeigen; Höhe ca. 1.1 mm.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Eine sichere spezifische Zuweisung ist wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich. Vergleiche mit den oben (2.131.) erwähnten Exemplaren von *P. consobrinum* (Coll. Baumberger, MBa, Nrn. H 1011/1–8, H 1012/1–7, H 1003/1–4) zeigen, dass wegen der gleich ausgebildeten Apicalregion und der ähnlichen Ornamentierung eine Zugehörigkeit zu dieser Art möglich ist.

Leitwert der Art: siehe 2.131.

2.133. *Pomatias* cfr. *antiquum* (Brongniart 1810)

cfr. 1810 *Cyclostoma elegans antiquum;* in M. Brongniart, Sur des terrains qui paroissent avoir été formés sous l'eau douce: 365, Taf. XXII (I), Fig. 1.

1903 «*Cyclostoma antiquum* Fischer-Ooster[1]» (non Brongniart 1810); in E. Kissling, Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss: 41.

1922 «*Edicia* (sic) *antiqua* Baumberger» (non Brongniart 1810); in P. Beck, Das stampische Alter der Thunernagelfluh: XX.

Holotyp: Brongniart legt keinen Holotyp fest.

Syntypen: Der Aufbewahrungsort der Syntypen ist mir nicht bekannt.

Loci typici: *a)* Forêt de Fontainebleau,

b) Le Mans.

Strata typica: *a)* «Calcaire grisâtre»; es handelt sich wahrscheinlich um den Calcaire d'Etampes, Stampien sup. (vgl. Wenz 1923; 1801; Lex. strat. intern. I, 4a VII).

b) «Calcaire marneux»; keine näheren Angaben.

Die Fundorte und ihre stratigraphische Stellung

a) Lauenengraben am Grüsisberg[2] bei Thun, genauer Fundort nicht bekannt (vgl. B. Studer 1853, 2: 423; C. von Fischer-Ooster 1856: 77; E. Kissling 1903: 41 und E. Gerber 1925: 37).
Exemplare Nrn.: Coll. von Fischer-Ooster (Nr. 369a auf einem Exemplar und der Originaletikette), MB, Nrn. RVB 71–73, 108–110.
Stratigraphische Stellung: ? Chattien bis ? Aquitanien; vgl. auch Beck & Gerber 1925: Karte Thun–Stockhorn, auf der 2 Fossilfundstellen im Lauenengraben (Name nicht angegeben; der Bach wird als Kratzbach bezeichnet) angegeben werden (Koord. SA 615.510/179.160 und 615.630/179.070), die aber nie beschrieben worden sind.

b) Bresserengraben bei Sigriwil, vgl. Beck 1922: XX; 1945: 358/359 (?, sehr unklar), Taf. XI; der Autor gibt zwei Fundstellen an, beide ungenau lokalisiert, ohne eingehende Beschreibung der Lithologie und des Fossilinhaltes.
Exemplare Nrn: Coll. Beck, MBa, Nrn. H 14023, H 14024/1–5.
Stratigraphische Stellung: ? Chattien bis ? Aquitanien, siehe Beck 1922: XX.

Beschreibung (vgl. Taf. I, Abb. 5–8)

Es handelt sich um tektonisch stark deformierte Steinkerne und Skulptursteinkerne (Rutsch 1928: 96), die nur vereinzelt noch Schalenrudimente zeigen, und ein Operculum.

Beschreibung von H 14023, Coll. MBa:

Gesamthöhe:	15 mm, Wert zu gross, da die Endwindung schief hinaus und hinab gedrückt ist.
Max. Breite:	17 mm, Wert zu gross, siehe oben.
Form:	Rechtsgewunden; sonst nicht beurteilbar.
Endwindung:	Gesamthöhe: 12.5 mm (Wert zu gross, s. oben).
Nabel:	Nicht beurteilbar, da auseinandergedrückt.
Mündung:	Elliptisch verformt, Umfang 25 mm; Mündungsrand leicht nach aussen gebogen.
Spira:	2 Windungen, die durch gekerbte Nähte getrennt sind.
Ornamentierung:	Wenig kräftige Spiralrippen, sehr schlecht erhalten, nur stellenweise sichtbar; Anwachsrippen sind nicht erkennbar.
Apicalregion:	Protoconch stumpf, 2 Windungen ohne Ornamentierung; Höhe: 1.3 mm; Apicalwinkel: ca. 110°.
Operculum:	(RVB 110; bei der Präparation etwas beschädigt) Externseite (vgl. COX 1960: I 125): max. Durchmesser ca. 7 mm; Windungszahl grösser 3 (Kern herausgebrochen); Windungen allmählich an Breite zunehmend, von schwach s-förmigen langgestreckten Anwachslinien durchzogen; die zwei äussersten Windungen (die innern ?, nicht mehr erkennbar) zeigen auf der Aussenseite einen 0.2–0.6 mm breiten und ca. 0.1 mm hohen Spiralwulst.

[1] Die Bestimmung stammt höchstwahrscheinlich nicht von Maillard, wie dies Gerber (1925: 37) angibt, sondern von von Fischer-Ooster († 1875) selber, der auf der Originaletikette (Nr. 369a) den Namen *Cyclostoma elegans antiquorum* angibt.

[2] Maillard (1893: 217) beschreibt vom Grüsisberg bei Thun ebenfalls 3 Ex. von *Cyclostoma antiquum*, aufbewahrt im MBa. Leider verlief die Suche nach diesen Fossilien im Naturhistorischen Museum Basel erfolglos. Da Locard Konservator des Museums von Annecy gewesen ist, fragte ich auch dort nach dem Verbleib dieser Stücke: M. J. P. Laurent, Conservateur, teilte mir mit, dass im Moment sämtliche Sammlungen auf unbestimmte Zeit in Kisten verpackt worden seien.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Vergleichsmaterial:

a) *Pomatias antiquum*, det. Wenz (z.T. C. Jooss); Ramondikalke, Chattien (Wenz 1923: 1802, Baumberger 1927: 570, Kiderlen 1931: 229); Falkenberg zwischen Hochheim und Flörsheim; aus der Handsammlung Baumberger, MBa, Nrn. H 995/1–4, H 996/1–5, H 997/1–15.

b) *Pomatias antiquum*, det. C. Jooss; Calcaire de Beauce, Aquitanien (vgl. Lex. strat. intern. I 4a VII; H. Alimen 1936: 224, Fig. 36); Etampes; aus der Handsammlung Baumberger, MBa, Nrn. H 994/1–6.

c) *Cyclostoma antiquum;* Landschneckenkalk, Chattien (Wenz 1923: 1802); Hochheim; aus Coll. C. Mayer-Eymar ETH, Nr. 9.3056,6 Ex.

Eine direkte Gegenüberstellung der untersuchten Exemplare mit den gut erhaltenen Vergleichsexemplaren ist nicht möglich. Die Funde sind tektonisch sehr stark beansprucht; es können Brüche und Risse nachgewiesen werden, zum grossen Teil handelt es sich aber um eine scheinbar bruchlose, plastische Gestaltsveränderung (vgl. Rutsch 1949: 5, 15). Wegen der gleichen Windungszahl, der gleichen Ornamentierung und ähnlichen Schalenproportionen, soweit dies an den deformierten Exemplaren beurteilt werden kann, könnten die untersuchten Exemplare zu *Pomatias antiquum* gehören; die Zuweisung ist sehr unsicher.

Von der Fundstelle am Grüsisberg liegt auch ein Deckelfragment vor (RVB 110), dessen Windungen am äussern Rande (sichtbar auf der Externseite des Operculums) den für *P. antiquum* charakteristischen Spiralwulst zeigen, wie er von Sandberger (1863: 7, Taf. I, Fig. 3d; 1874: 412, Taf. XIII, Fig. 28), Wenz (1916: 194, vgl. auch 1918: 22) und Zöbelein (1957: 44; 1963: 14) beschrieben wird. Eine sichere spezifische Zuweisung der sehr schlecht erhaltenen Formen vom Grüsisberg auf Grund dieses einzigen Deckelfragmentes scheint mir zu gewagt. Picard (1949: 81) weist darauf hin, dass das Operculum bei den rezenten *Pomatiidae* als Charakteristikum betrachtet werden darf, das nicht durch Milieuänderungen beeinflusst wird, im Gegensatz zu den Schalenmerkmalen, dass es aber fraglich bleibt, ob die Operculae spezifische Unterschiede aufweisen. Meines Erachtens genügen unsere Kenntnisse über die fossilen Vertreter des Genus *Pomatias*, seiner Arten und seiner Phylogenie nicht, um mit Sicherheit behaupten zu können, dass die Ausbildung des Operculums ein für spezifische Bestimmungen ohne andere sichere Kriterien verwertbares Merkmal sei.

Im nächsten Abschnitt wird auf leider sehr schlecht erhaltene Formen eingegangen, die, der äussern Form nach zu schliessen, zu *P. antiquum* gestellt werden könnten, deren Operculae aber diese Spiralleiste nicht oder nur sehr schwach angedeutet zeigen (vgl. 2.134.).

Der Leitwert der Art

Nach Wenz (1923: 1801) ist *Pomatias antiquum* auf das Chattien beschränkt.

Von den Vergleichsexemplaren stammen die bei *b)* erwähnten (Coll. Baumberger, MBa, Nrn. H 994/1–6) aus dem Calcaire de Beauce, der heute dem Aquitanien zugewiesen wird (s. oben).

Diese sehr gut erhaltenen verkieselten Individuen sind bedeutend kleiner (max. Gesamthöhe 11.5 mm) als die übrigen Vergleichsexemplare, zeigen aber die gleichen Schalenproportionen, gleiche Windungszahl, gleiche Mündung und Ornamentierung; sie sind sicher nicht der auf das Aquitanien beschränkten (?) Art *Pomatias bisulcatum* (Zieten 1830) zuzuweisen. Leider fehlen Operculae bei den Exemplaren.

In der Coll. C. Mayer-Eymar, ETH (Nr. RVB 132/1–2), fand ich vollkommen gleichartig erhaltene verkieselte Individuen von *P. antiquum* (max. Gesamthöhe 13 mm), die bei Etampes gefunden worden sind und wahrscheinlich aus dem Calcaire de Beauce oder der «facies mixte» der Domaines de la Meulière und des Calcaire de Beauce nördlich Etampes stammen (Aquitanien; vgl. Alimen 1936: 224 bis 226). Bei einem Exemplar ist in der Endwindung das Operculum erhalten: es zeigt den vielleicht für *P. antiquum* charakteristischen Spiralwulst.

Da die Variationsbreite von *P. antiquum*, wie sie von Fischer & Wenz (1914: 121) und R. Dehm (1931: 163) angegeben wird, Gesamthöhen zwischen 14 und 21 mm erlaubt, stellen diese Formen (es handelt sich um adulte Exemplare, die $4^1/_2$ Windungen zeigen wie viele der Formen aus dem Mainzer Becken, siehe oben) einen Übergang zu der von C. H. Jooss (1912*a*: 90, vgl. 1912*b*: 172) aufgestellten Art *Pomatias schneidi*[1] (Holotyp: ? Naturhist. Museum Stuttgart) aus den chattischen Ramondikalken bei Amerbach (vgl. Wenz 1918: 29) dar, von der leider nie Operculae beschrieben worden sind.

[1] Wenz (1923: 1802) weist dieser Form nur subspezifischen Wert zu und fügt die Bemerkung an, dass die beiden einzigen Subspezies, *P. antiquum* s.str. und *P. antiquum schneidi* vermutlich zu vereinigen seien.

Die zahlreichen offenen Fragen über die Abgrenzung der Art *P. antiquum* gegenüber *P. schneidi*, Ausbildung des Operculums bei *P. schneidi*, stratigraphische Reichweite der beiden Arten (resp. Unterarten) müssen im Rahmen einer grösseren Studie behandelt werden.

2.134. *Pomatias* sp. indet.

1925 «*Cyclostoma antiquum* Gerber» (non Brongniart 1810); in E. Gerber, Geologie des Gurnigels: 37.

Fundorte und ihre stratigraphische Stellung

a) Fuchsegg bei Wattenwil, Koord. LK 603.655/178 715; st 12 α u.
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, Nrn. RVB 60–70.

b) N-Abhang der Fuchsegg bei Wattenwil; Bachrunse in 870 m ü. M. (s. Gerber 1925: 37; Beck & Gerber 1925); Fundstelle wahrscheinlich identisch mit st 12 α u.
Exemplare Nrn.: Coll. Gerber, MB, Nrn. RVB 74–106.

c) Fuchsegg; ? identisch mit st 12 α u.
Exemplare Nrn.: Coll. Förster Zimmermann, MBa, Nrn. H 12938–942; det. Baumberger (vgl. Rutsch 1933: 18).

Stratigraphische Stellung der Fundorte: ? Aquitanien; ca. 400 m, eine ungestörte Abfolge vorausgesetzt, stratigraphisch über der säugetierpaläontologisch (vgl. I. 6.23., 24.) datierten oberstampischen Fundstelle Öligraben.

Beschreibung

Es handelt sich um tektonisch z. T. stark deformierte unvollständig erhaltene, die Mündung ist bei keinem Individuum vorhanden, meist fehlt die ganze Endwindung, Steinkerne, Skulpturensteinkerne und wenige Exemplare, die Schalenrudimente zeigen. Zwei Arten der Deformation, die durch Übergänge miteinander verbunden sind, konnten beobachtet werden: Parallel der Gehäuseachse (selten; ausgeprägt bei H 12938) und senkrecht zur Gehäuseachse (z. B. bei RVB 93).

Beschreibung von H 12938 aus Coll. Förster Zimmermann, MBa (Ergänzungen von andern Exemplaren):

Gesamthöhe:	11 mm (Wert etwas zu gross, da verdrückt; ? adultes Exemplar).
Form:	Rechtsgewunden; kegelförmig.
Endwindung:	Gesamthöhe 9 mm.
Mündung:	Rechter Mündungsrand etwas nach aussen gebogen; Mündung nicht sichtbar.
Spira:	Windungszahl?, Apicalregion zerstört.
Ornamentierung:	Kräftige Spiralrippen, zahlreich am abapicalen Ende der Endwindung, 12 ungleich starke am abapicalen Ende der vorletzten Windung.
Apicalregion:	Bei keinem Exemplar vollständig erhalten; Protoconch bei RVB 92 aus zwei stark beschädigten Windungen ohne Ornamentierung betehend.
Operculum:	(RVB 60 bis 65; 94/1–10; 105). Eiförmig, längste Achsen 5.1 und 4.9 mm, aus 2¾ bis 3¼ Windungen aufgebaut, die einen runden etwas exzentrisch gelegenen Kern umgeben. Internseite: Kern etwas vertieft, Profil allmählich gegen den Rand ansteigend, bogige langgestreckte Anwachsrippen erkennbar, die in der Mitte der Windung ca. 0.1 mm voneinander entfernt sind. Externseite: Kern etwas vertieft; das Profil der einzelnen Windung bei RVB 64: auf der Innenseite relativ rasch ansteigend zu einem Wulst im innern Drittel, dann etwas absinkend und flach auslaufend; ein externer Spiralwulst, wie ihn die Operculae von *P. antiquum* zeigen, ist nicht vorhanden, höchstens angedeutet im letzten Viertel der äussersten Windung; die Windungen werden von bogigen, z. T. s-förmigen, langgestreckten Anwachsrippen durchsetzt, Abstände wie auf der Internseite. Dieser schwach erhöhte Wulst im innersten Drittel der Windung ist bei mehreren Exemplaren mehr oder weniger ausgeprägt, bei einzelnen aber nicht erkennbar. Vereinzelte Operculae (z. B. RVB 60) zeigen vor allem auf der letzten Windung einen ganz schwach ausgeprägten Spiralwulst, nie so kräftig wie er bei den Vergleichsexemplaren von *P. antiquum* aus dem Mainzer Becken und von Etampes (s. oben) ausgebildet ist.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Eine sichere Zuweisung ist wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich.

Die untersuchten Exemplare unterscheiden sich deutlich durch ihre geringe Grösse, ihre kräftigen aber feinen, zahlreichen Spiralrippen und den fehlenden Ringwulst hinter der Mündung (vgl. SANDBERGER 1874: 465; WENZ 1914: 194) von der aquitanen Leitform *Pomatias bisulcatum* (ZIETEN 1830) (Vergleichsmaterial: *P. bisulcatum*, det. Jooss und BAUMBERGER aus den aquitanen Thalfinger Schichten vom Michelsberg bei Ulm (vgl. WENZ 1918: 29; 1923: 1805) aus der Handsammlung BAUMBERGER, Nrn. H 1004/1–2, H 1005/1–9).

Eine Zuweisung zu *P. antiquum*, wie sie GERBER (1925: 37) vorgeschlagen hat, scheint mir fraglich, da die untersuchten Exemplare sehr klein sind; eine Untersuchung über die Abgrenzung der Arten *P. antiquum*–*P. schneidi* (s. oben) müsste hier Klarheit schaffen. Das Fehlen eines deutlich ausgebildeten Spiralwulstes auf den Operculae mag (vgl. 2.133.) als weiteres Indiz gegen eine Zugehörigkeit zu *P. antiquum* sprechen.

Der schlechte Erhaltungszustand und unsere ungenügende Kenntnis der Variationsbreiten der Arten *P. antiquum*, *P. bisulcatum*, *P. schneidi* ermöglichen daher nicht einmal eine unsichere Zuweisung.

2.14. Genus TUDORELLA FISCHER 1885 (= *Tudora* auct. nec *Tudora* GRAY 1850)

Genotypus: *Tudorella ferruginea* (LAMARCK 1819). Typus durch Monotypie, P. FISCHER 1885: 747, vgl. WENZ 1939: 535.

2.141. *Tudorella* cfr. *lartetii* (NOULET 1854)

cfr. 1854 *Cyclostoma Lartetii;* in NOULET, Mémoires sur les Coquilles Fossiles des Terrains d'Eau Douce du Sud-Ouest de la France: 113.

cfr. 1875 *Tudora Lartetii;* in C. F. L. SANDBERGER, Die Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt: 618, Taf. 29, Fig. 35a, b.

cfr. 1893 *Tudora Lartetii;* in A. LOCARD, Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse: 219, Taf. 10, Fig. 21a, b.

1903 «*Cyclostoma consobrinum* KISSLING» (non SANDBERGER 1874); in E. KISSLING, Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss: 51.

Holotyp: NOULET legt keinen Holotyp fest; der Aufbewahrungsort der Syntypen ist mir nicht bekannt.

Loci typici: *a)* Fleurance, Seissan, Ornezan (Dép. Gers).
b) Bois de la Pierre (Dép. Haute-Garonne).

Strata typica: *a)* Marnes argileuses dans la bande à Hélices.
b) Marnes argileuses avec Helix Larteti.
Es handelt sich um die Molasse de l'Armagnac, Helvétien (vgl. WENZ 1923: 1824; Lex. strat. intern. I, 4a VII).

Fundorte und ihre stratigraphische Stellung

a) Flühstalden (?Flüelenstaulen auf LK, 1:25000, Bl. 1148, Sumiswald; Koord. 621.700/206.950) zwischen Lützelflüh und Sumiswald; keine genauere Fundortangabe (s. E. KISSLING 1903: 51); die Gastropoden stammen wahrscheinlich aus der von A. MORLOT 1854 entdeckten Pflanzenfundstelle, die von VON FISCHER-OOSTER (1856: 75) erwähnt wird; entgegen den Angaben von KISSLING beschreibt aber VON FISCHER-OOSTER das Auftreten von *Cyclostoma* nicht.
Exemplare Nrn.: Coll. VON FISCHER-OOSTER, MB, Nrn. Lf 16, 18; Nrn. RVB 129 bis 131.

b) Flüeli (?Flüelen auf LK, 1:25000, Bl. 1148, Sumiswald; Koord. 621.500/207.080) bei Grünen; keine genauere Fundortangabe; nicht beschrieben.
Exemplare Nrn.: Coll. MB, RVB 116 bis 119.

Stratigraphische Stellung der beiden Fundorte: Obere Süsswassermolasse (?Tortonien); vgl. Geol. Generalkarte (1942), 1:200000, Bl. 2.

Beschreibung

Es handelt sich um tektonisch deformierte Fossilien; das apicale Ende ist bei allen abgebrochen, Protoconch ist kein vollständiger vorhanden, die Mündung ist bei keinem Exemplar sicht- oder präparierbar. Nach Form, Grösse und Ornamentierung zu schliessen, gehören die Exemplare alle der gleichen Art an.

Beschreibung RVB 116 (ergänzende Angaben von andern Exemplaren):

Gesamthöhe:	Mindestens 15 mm, Apicalregion fehlt, verdrückt.
Max. Breite:	Endwindung ca. 9 mm.
Endwindung:	Höhe ca. 7 mm, Nabelritze.
Form:	Rechtsgewunden, kegelförmig.
Spira:	Windungszahl grösser 3, einzelne Windungen bauchig; mittlerer Spirawinkel ung. 30°.
Ornamentierung:	Kräftige Spiralrippen, die gegen die Endwindung zu breiter werden; Breite der Rippen: ca. 0.05 mm, Zwischenräume ca. 0.5 mm auf der zweituntersten Windung der Spira; ca. 0.2 mm auf der Endwindung, Zwischenräume ca. 1 mm. Anzahl der Rippen/Windung: 9–14; zwischen den Rippen finden sich kräftige feine Anwachsrippchen, orthoclin bis leicht opisthoclin geneigt, 11–13/mm-Windung auf der zweituntersten Windung der Spira, 9–11/mm auf der Endwindung.
Apicalregion:	Nur als Bruchstück bei RVB 130 erhalten; die zwei obersten Windungen zeigen keine Ornamentierung; Apicalwinkel ca. 110°.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Diese Gastropoden gehören dem Formenkreis *Tudorella lartetii* (Noulet 1854) – *T. sepulta* (Rambur 1862) – *T. ferruginea* (Lamarck 1819) an; da die Fossilien schlecht erhalten und die morphologischen Unterschiede der drei Arten des Formenkreises z. T. gering sind (s. unten), lassen sich diese Exemplare keiner Art sicher zuordnen

A. Vergleiche mit *Tudorella lartetii* (Noulet 1854)

Vergleichsmaterial: Handsammlung Baumberger MBa:

a) *Tudorella lartetii*, det. W. Wenz, C. Jooss 1922; Helvétien; Durancetal, E La Bastidonne, Ferme Pipailler (vgl. C. Jooss 1923: 206); Nrn. H 1022/1–9.

b) *Tudorella lartetii*, det. C. Jooss 1922; Helicidenmergel (Helvétien) der Tennikerfluh, vgl. Baumberger (1927*b*: 160); Nrn. H 1023/1–6.

Coll. Mayer-Eymar ETH:

c) *Tudora lartetii;* Geisingen SE Donaueschingen, keine genaueren Angaben[1]; Nrn. 9. 3084, 18 Exemplare, 2 davon abgebildet in Locard (1893: 219, Taf. X, Fig. 21 a, b).

Ausführliche Beschreibungen über die morphologischen Charakteristika der Art finden sich bei Noulet (1854: 113), Sandberger (1875: 618) und Locard (1893: 219). Angaben über die Variationsbreite liegen aber keine vor.

Das Vergleichsmaterial ist nicht sehr gut erhalten; es handelt sich z. T. um Steinkerne und Skulpturensteinkerne.

Die Gesamthöhen schwanken zwischen 12 und 18 mm, die Breiten zwischen 8 und 11 mm (Nrn. H 1023/1–6; 9.3084) bzw. zwischen 17 und 25 mm die Höhen, 11–12 mm die Breiten bei den grösseren Formen (vgl. Jooss 1923: 206) aus dem Durancetal, die Höhe der Endwindungen zwischen 6 und 9 mm, die Windungszahl zwischen 5 (Nrn. 9.3084) und 6 (Nrn. H 1022/1–9), die Zahl der z. T. ungleich starken (oft wechseln stärkere und schwächere regelmässig) Spiralrippen auf der vorletzten Windung zwischen 11 und 14.

Wie aus der oben angeführten Beschreibung des Exemplares RVB 116 hervorgeht, stimmen die gemessenen morphologischen Charakteristika einigermassen mit den bei den Vergleichsformen festgestellten und mit den Beschreibungen von Noulet, Sandberger und Locard überein. Einzig die Ornamentierung scheint mir bei den untersuchten Exemplaren etwas ausgeprägter zu sein, was aber vom besseren Erhaltungszustand der Schalen herrühren mag.

B. Vergleiche mit *Tudorella sepulta* (Rambur 1862)

Vergleichsmaterial: keines.

Die aus dem Helvétien–Tortonien (vgl. Jooss 1923: 207; Lex. strat. intern. I, 4a VII) der Faluns de la Touraine (?Manthelan bei Tours) stammende *Tudorella sepulta* (Aufbewahrungsort des Holotypen?) lässt sich, wie Locard (1893: 220) betont, kaum von *T. lartetii* unterscheiden; morphometrische, statistische Untersuchungen müssten die Variationsbreite der beiden Arten festlegen. Da die untersuchten Exemplare etwas schlanker sind als das Vergleichsmaterial (vgl. die Beschreibungen von Rambur 1862: 179 und Locard 1893: 220), wäre eine Zuweisung der untersuchten Fossilien zu *T. sepulta* unter Umständen auch möglich.

C. Vergleiche mit *Tudorella ferruginae* (Lamarck 1819)

Von der rezent auftretenden *T. ferruginea* standen mir von Sizilien und den Balearen gute Vergleichsexemplare aus der Coll. Shuttleworth (MB) zur Verfügung. Die drei der Originalbeschreibung von Lamarck (1819, 6: 147) zugrunde gelegten Exemplare sind wahrscheinlich verloren gegangen (vgl. Mermod 1952: 48).

[1] Wie mir Herr Dr. H. A. Haus, Überlingen, für dessen Auskunft ich herzlich danke, in einem Brief mitgeteilt hat, genügen diese Lokalitätsangaben nicht, um über die stratigraphische Stellung des Fundortes etwas auszusagen. Eine Herkunft aus dem Randengrobkalk (Helvétien), den Helicidenmergeln (Helvétien) oder der Becken-Nordrand-Fazies der Juranagelfluh (Tortonien – ?Pliocaen) wäre möglich.

Die Vergleichsexemplare zeigen als auffallendstes unterschiedliches Merkmal zu den untersuchten fossilen Individuen und Vergleichsstücken einen stumpfen Apex; der Wert dieses Unterscheidungsmerkmales müsste mit einer Reihe gut erhaltener fossiler Exemplare überprüft werden. Rambur (1862: 179) bezeichnet den Apex von *T. sepulta* ebenfalls als relativ stumpf, während Locard (1893: 221) angibt, er sei etwas spitzer als der von *T. lartetii*.

Als weiteres Unterscheidungsmerkmal, allerdings nicht immer deutlich ausgeprägt, sind die grössere Breite der ungleich starken Spiralrippen und die geringere Zahl der Anwachsrippen/mm-Windung zu erwähnen (vgl. Sandberger 1870–75: 619). Der Wert dieser Merkmale müsste ebenfalls überprüft werden.

Der Leitwert der Arten

Tudorella lartetii ist nach Wenz (1923: 1824) auf das Tortonien beschränkt. Die Angaben aus dem Lex. strat. intern. (I, 4a VII) über die stratigraphische Stellung der Molasse de l'Armagnac (s. oben) und das Auftreten von *T. lartetii* in den Helicidenmergeln der Tennikerfluh, die nach Baumberger (1927: 160; vgl. auch C. Jooss 1923: 208) ins oberste Helvétien zu stellen sind, wobei die Grenze Tortonien/Helvétien vorläufig nur rein arbiträr (vgl. Rutsch 1958: 116) festgelegt werden kann, zeigt, dass die stratigraphische Reichweite der Art neu überprüft werden muss.

Tudorella sepulta ist nach Wenz (1923: 1826) auf das Vindobonien beschränkt.

2.15. Paläoökologische Hinweise

Wagner (1897: 567) stellt fest, dass die *Pomatiidae* mildes Klima und Kalkböden bevorzugen, übermässige Feuchtigkeit aber meiden; sie sind im Stande langdauernde Trockenheit zu überstehen. Jooss (1922: 208) und Wenz (1939: 531) weisen darauf hin, dass die Arten der Familie *Pomatiidae* vor allem in wärmeren Erdteilen an Sträuchern, unter Steinen und in lichten Wäldern im Bodenlaub gefunden werden.

Genauere Angaben über die Ökologie besitzen wir von *Pomatias elegans:* Kalk scheint Lebensbedingung zu sein (Geyer & le Roi 1911: 34; Kilian 1951: 3; Frömming 1954: 371, der auch weitere Literatur angibt); *P. elegans* ist aber gebirgsscheu; man trifft die Art vorwiegend am Boden der Wälder unter abgestorbenem Laub, zwischen Moos und Wurzeln an (Frömming 1954: 371). Wie Kilian (1951: 3) mit seinen Untersuchungen festgestellt, besitzt die wärmeliebende Form ein Optimum zwischen 25° und 35 °C; ihre Vitalität ist stark von Boden- und Luftfeuchtigkeit abhängig; sie scheut nasse Böden; Trockenperioden werden gut überstanden.

H. Wagner (1938: 43) weist darauf hin, dass sich in Ungarn eine Änderung des Milieus von *P. elegans* bemerkbar macht; die Verbreitung dieser Art erstreckte sich früher von Küstengebieten bis in Höhen von 1000 m im Karstgebirge, heute wird *P. elegans* nur noch an sehr feuchten Stellen gefunden.

3. Familia CLAUSILIIDAE Mörch 1864[1]

3.1. Subfamilia TRIPTYCHIINAE Wenz 1923

3.11. Zugehörigkeit zur Subfamilie

Alle im folgenden beschriebenen Clausilien sind schlecht erhalten, meist tektonisch stark deformiert. Es sind nur teilweise Schalenexemplare vorhanden; die Mündung ist bei keinem vollständig erhalten.

An einem wenig deformierten Schalenexemplar (Coll. Blau RVB 3), dem einzigen, das sich eignete, ist versucht worden, den sich in der Endwindung befindenden Schliessapparat freizulegen. Folgende Verhält-

[1] Vgl. Baker 1956*a*: 131.

nisse konnten beobachtet werden (Terminologie und Lagebezeichnung der Lamellen nach Ehrmann, in Brohmer, Ehrmann & Ulmer 1933: 61, 63) (vgl. Taf. I, Abb. 11):

a) Oben links parietal, nicht randständig, die Oberlamelle, die sich dorsolateral rechts ohne Unterbruch in die ungefähr 10° flacher verlaufende Spirallamelle fortsetzt; beide Lamellen ziehen annähernd parallel der Naht ins Innere. Von der Stelle aus an der Ober- und Spirallamelle zusammentreffen, verlaufen zwei parallele Leistchen gegen die Naht zu. Ob es sich dabei um die von Ehrmann (1933: 62) beschriebenen Parallellamellen oder um Reste der Prinzipalfalte (s. unten) handelt, kann nicht erkannt werden.

b) Als kräftigste Lamelle, der Spindel aufgesetzt, fraglich (ventral etwas beschädigt) randständig, findet sich die Unterlamelle; sie beginnt lateral rechts adapical im Innern der letzten Windung, verläuft spiralförmig auf der Gehäuseachse und endet in der Nähe des rechten Mundsaums im untersten Drittel der Mündung.

c) Die Region, in der die Subcolumellarlamelle verlaufen sollte, fehlt dem Fossil.

d) Die Palatalfalten: beim untersuchten Exemplar fehlen die Schalenteile der Endwindung dorsal und lateral rechts; es kann deshalb nicht erkannt werden, ob Prinzipalfalte (fragliche Reste werden unter *a* erwähnt) und Lunellarium ausgebildet gewesen sind.

e) Ein Clausilium ist bei der Präparation nicht gefunden worden.

Eine genauere Kenntnis des Verschlussapparates, die zur sicheren Bestimmung der Clausilien unerlässlich ist, kann bei den vorliegenden Exemplaren nicht gewonnen werden.

Man kann diese Exemplare deshalb nur mit Vorbehalt in die Subfamilia *Triptychiinae* einreihen, die durch folgende Ausbildung des Schliessapparates charakterisiert ist (Wenz-Zilch 1959/1960: 400):

> Oberlamelle, mehr oder weniger kräftig, mit der Spirallamelle verbunden; Unter- und Subcolumellarlamelle vortretend, aber meist nicht randständig; Prinzipalfalte sowie das ganze Lunellar fehlend; ohne Clausilium.

Viele Autoren haben bei der Bestimmung von Triptychien die Ausbildung des Schliessapparates nicht berücksichtigt. Artliche Bestimmungen, die nur auf die mehr oder weniger charakteristischen (vgl. 3.131.) äusseren Merkmale abstellen, bleiben in diesem Fall unsicher. Allerdings erlaubt der Erhaltungszustand vieler (?) Triptychien es nicht, den Schliessapparat zu präparieren, da dessen Freilegung auch bei guterhaltenen Exemplaren schwierig ist. Ich versuchte bei zwei Individuen von *Triptychia (Triptychia) antiqua* Zieten aus den Thalfinger Schichten von Thalfing (Nrn. H 567/9, H 567/11, MBa, Handsammlung E. Baumberger; vgl. Taf. I, Abb. 11) den Schliessapparat zu untersuchen. Dabei wurden folgende für die Subfamilie typischen Verhältnisse sichtbar:

a) Oberlamelle mit der Spirallamelle verbunden,
b) Prinzipalfalte fehlt.

Dagegen konnte die Lunellarregion nicht freigelegt werden, da Schale und eingeschlossenes Sediment zu fest verbunden waren. Serien von Anschliffen und äusserst feine Präparation würden es aber bei ziemlich gut erhaltenem Material immer gestatten, die Ausbildung des Verschlussapparates zu studieren.

3.12. Generische und subgenerische Zuweisung

Der Subfamilie *Triptychiinae* Wenz 1923 wird nur die Gattung *Triptychia* Sandberger 1874 zugeordnet (nach Wenz-Zilch 1959/1960: 400), die in drei Untergattungen zerfällt:

Plioptychia Boettger 1877,
Triptychia s. str.,
Milne-Edwardsia Bourguignat 1877.

Das Fehlen einer allerdings schwachen Nahtfalte, wie sie *Plioptychia* zeigt, sowie die grössere Gesamthöhe der Individuen (bei allen Formen wurden Gesamthöhen von > 20 mm, meist aber > 25 mm gemessen;

für *Plioptychia* geben Wenz-Zilch [1959/1960: 400] 18 mm an) schliessen dieses Subgenus für unsere Exemplare aus.

Die Arten der Untergattung *Milne-Edwardsia* sind bedeutend grösser (60–70 mm, Wenz-Zilch 1959/1960: 401), zeigen dekollierende Anfangswindungen und eine rudimentäre Oberlamelle; die Spirallamelle fehlt. Wie aus der Beschreibung des Schliessapparates (vgl. 3.11.) hervorgeht, gehört die Form RVB 3 sicher nicht diesem Subgenus an. Bei den übrigen Individuen, die eine Untersuchung des Schliessapparates nicht gestatten, kann wegen der nie mehr als 40 mm betragenden Gesamthöhe und der nicht dekollierenden Anfangswindungen, die Zugehörigkeit zu diesem Subgenus ausgeschlossen werden.

3.13. Genus TRIPTYCHIA Sandberger 1874

Genotypus: *Triptychia (Triptychia) antiqua* (Zieten 1830) (spätere Festlegung einer ursprünglich von Sandberger 1874 eingeschlossenen nominellen Art durch W. Wenz 1923: 801).

3.131. Bemerkungen zur Artabgrenzung und zur biostratigraphischen Verwendbarkeit der Arten

In den oft ungenauen Artdiagnosen wird im allgemeinen nicht auf die Variationsbreite eingegangen; der morphologische Abstand der Arten ist sehr gering (z. B. beim Formenkreis *antiqua* Zieten 1830 – *escheri* Sandberger 1874 – *molassica* Boettger 1877), der Bau des Schliessapparates der Typen ist oft nicht oder nur mangelhaft bekannt.

Neuere Untersuchungen haben gezeigt, dass Umweltfaktoren den Schalenbau und die Ornamentierung beeinflussen können (Boettger 1932: 29; Brockmeyer 1932: 735; Wagner 1920: 67, 145) und dass auch der Verschlussapparat, der oft als wenig modifizierbares Merkmal angesehen wird (Ehrmann 1927: 20), in seiner Ausbildung stark vom Klima beeinflusst wird (Wagner 1920: 4, Boettger 1926: 3, 4). Feuchte- und Höhenklimata führen zu einer rudimentären Ausbildung oder zum Fehlen des Verschlussapparates. Boettger (1926: 4) konnte beobachten, dass Höhenunterschiede von 200–300 m bei Formen der Balkanhalbinsel beachtliche Unterschiede in der Ausbildung des Schliessapparates hervorrufen.

Trotzdem schon Wenz (1916: 193, 1918: 18) darauf hingewiesen hat, dass die Triptychien für stratigraphische Einstufungen ungeeignet sind, da sie eine grosse Variationsbreite zeigen und Lokalformen ausbilden, sind sie immer wieder zu biostratigraphischen Einteilungen verwendet worden; man erhält oft den Eindruck, dass vom wahrscheinlichen oder mit andern Faunenelementen sicher bestimmten Alter auf die Art zurückgeschlossen wird.

Um die biostratigraphische Verwendbarkeit der Triptychien zu prüfen, müsste die Subfamilie neu bearbeitet und dabei biostatistische Untersuchungen zur Artabgrenzung verwendet werden.

3.132. *Triptychia* (*Triptychia*) cfr. *antiqua* (Zieten 1830)

cfr. 1830 *Clausilia antiqua;* in von Zieten, C. H., Die Versteinerungen Württembergs: 41, Taf. XXXI, Fig. 4 non 3.

1852 «*Clausilia vulgata* Ooster» (non Reuss 1849); nicht beschrieben.

1853 «*Clausilia vulgata* Fischer-Ooster» (non Reuss 1849); in B. Studer, Geologie der Schweiz 2: 423.

cfr. 1874 *Clausilia* (*Triptychia*) *antiqua;* in C. L. F. Sandberger, Die Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt: 460, Taf. 21, Fig. 14.

cfr. 1877 *Clausilia* (*Triptychia*) *antiqua;* in O. Boettger, Clausilienstudien: 13, 18, Taf. 1, Fig. 5.

1925 «*Clausilia* (*Triptychia*) *molassica* Gerber» (non Boettger 1877); in E. Gerber, Geologie des Gurnigels: 37.

Holotyp: Aufbewahrungsort?

Locus typicus: «Süsswasserkalk bei Ulm».

Stratum typicum: Süsswasserkalk der aquitanen Thalfinger Schichten (vgl. W. Wenz 1916: 184, 1918: 24 bis 29).

Fundorte und ihre stratigraphische Stellung

a) Fuchsegg bei Wattenwil, Koord. 603.655/178.715; st 12 α u.
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, Nrn. RVB 22–30, 32–33.

b) N-Abhang der Fuchsegg bei Wattenwil, Bachrunse, in 870 m ü.M. (s. E. Gerber 1925: 37; P. Beck & E. Gerber 1925, Karte Thun–Stockhorn); Fundstelle wahrscheinlich identisch mit st 12 α u.
Exemplare Nrn.: Coll. Gerber, MB, Nrn. RVB 34–43.
Stratigraphische Stellung der Fundstellen a und b: ?Aquitanien der Fuchsegg-Schuppe, ca. 400 m, eine ungestörte Abfolge vorausgesetzt, stratigraphisch über der säugetier-paläontologisch datierten oberstampischen Fundstelle Öligraben (vgl. I. 6.23./24.).

c) Lauenengraben am Grüsisberg bei Thun, genauer Fundort nicht bekannt.
Exemplare Nrn.: Coll. H. Ooster 1852 (Nr. auf der Etikette: 659) MB, Nrn. RVB 44–48.

d) Lauenengraben am Grüsisberg bei Thun, genauer Fundort nicht bekannt (s. B. Studer 1853, 2: 423, vgl. auch E. Kissling 1903: 40).
Exemplare Nrn.: Coll. C. von Fischer-Ooster (Nr. 363 auf 2 Stücken und der Etikette) MB, Nrn. RVB 49–52.
Stratigraphische Stellung der Fundstellen c und d: ?Chattien bis ?Aquitanien; (vgl. Beck & Gerber 1925: Karte Thun–Stockhorn, auf der 2 Fossilfundstellen im Lauenengraben (Name nicht auf der Karte; Bach wird auf der Karte als Kratz-Bach bezeichnet) angegeben werden, Koord. SA 615.510/179.160 und 615.630/179.070, die aber nie beschrieben worden sind.

Beschreibung (vgl. Taf. I, Abb. 9–10)

Es handelt sich bei diesen Fossilien um sehr stark flachgedrückte Steinkerne, die nur vereinzelt Schalenreste zeigen. Die Mündung ist bei keinem Exemplar präparierbar, bei den meisten nicht erhalten; der Schliessapparat kann nicht untersucht werden. Das apicale Ende ist bei allen Individuen abgebrochen. Alle Stücke scheinen aber einem Formenkreis anzugehören ausser vielleicht Nr. RVB 43, eine etwas grössere, bauchigere Form.

Beschreibung von Nr. RVB 34 (ergänzende Angaben von andern Exemplaren):

Gesamthöhe:	Grösser als 25 mm, apicales Ende abgebrochen, dorsaler Mündungsrand fehlt. Höhe der letzten Windung ungefähr 8 mm (RVB 43: grösser 10 mm).
Max. Breite:	Am abapicalen Ende der Spira (flachgedrückt!) 6 mm (RVB 43: 9 mm).
Form:	Cyrtoconoid bis schwach bauchig (RVB 43: bauchig), linksgewunden.
Spira:	Mehr als 10 allmählich anwachsende Windungen, die durch schwach gekerbte Nähte getrennt sind.
Ornamentierung:	Radialrippen orthoclin bis leicht opisthoclin geneigt. Anzahl: ungefähr 20 auf der Hälfte des letzten Umganges (ungefähr 28 bei RVB 43, 44). Rippen und Zwischenräume ungefähr gleich breit, Querschnitt der Rippen: ?abgeflacht.
Apicalregion:	RVB 41: Bruchstück, den Apex zeigend; Ornamentierung undeutlich, scheint aber nur auf den ersten zwei Windungen zu fehlen; apicales Ende gerundet.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Diese Fossilien gehören in den Formenkreis *antiqua* Zieten 1830 – *molassica* Boettger 1877 – *escheri* Sandberger 1874; da die Mündung und die Parietalfalten an keinem der Exemplare erhalten sind, können sie keiner Art eindeutig zugeordnet werden.

Auf Grund der äusseren Merkmale lässt sich folgendes aussagen:

A) Vergleiche mit *Triptychia* (*Triptychia*) *escheri* (Sandberger 1874) und *Triptychia* (*Triptychia*) *antiqua* (Zieten 1830).
Sandberger (1870–75: 461) hat von *Triptychia* (*Triptychia*) *escheri* keinen Holotyp festgelegt. Als Syntypen bezeichnet er

a) *Clausilia escheri* Mayer-Eymar (der die Art aufgestellt, aber nicht veröffentlicht hat, vgl. IRZN 1962: Art. 73, *c*) in Coll. ETH und

b) *Clausilia antiqua* Schübler, zum ersten Male veröffentlicht (vgl. IRZN 1962: Art. 73, *c*) in Zieten 1830: 41, Taf. XXXI (non XXI), Fig. 3 non 4.

Der Aufbewahrungsort der Syntypen:

a) Coll. C. Mayer-Eymar, ETH, Zürich, Nr. 9.3016. Auf der Originaletikette von C. Mayer sind 4 Exemplare angegeben, es konnten aber nur drei aufgefunden werden. Da Sandberger (1870–1875: 462) die Unvollständigkeit der ihm zur Verfügung stehenden Stücke erwähnt, ist nicht anzunehmen, dass das 4. Exemplar vollständiger oder besser erhalten gewesen ist.

b) Nicht bekannt.

Clausilia escheri Mayer-Eymar stammt aus der chattischen (Aquitan II) Molasse von Rüfi bei Schänis (Kt. St. Gallen; vgl. Geol. Generalkarte Schweiz 1:200000, Bl. 3), *Clausilia antiqua* Schübler aus dem Süsswasserkalk der aquitanen Thalfinger Schichten bei Ulm (vgl. Wenz 1916: 184; 1918: 24 bis 29).

Als Vergleichsmaterial standen mir zur Verfügung:

a) 3 Syntypen von *Clausilia escheri* Mayer-Eymar (s. oben): 3 Bruchstücke der Mündungsregion. Ornamentierung nur rudimentär erhalten; an einem Exemplar ist ein Teil des leicht umgeschlagenen adapicalen linken Mündungsrandes erhalten; eine Freilegung des Schliessapparates kommt wegen der harten Gesteinsmatrix nicht in Frage.

b) *Triptychia escheri* Mayer-Eymar aus Coll. H. Fröhlicher, Nr. H 12 937 MBa; Chattien, Rossweidli, Bäuchlen. Det. E. Baumberger in H. Fröhlicher 1933: 61.

c) Sehr gut erhaltene Exemplare von *Triptychia* (*Triptychia*) *antiqua* (Zieten) aus den Thalfinger Schichten von Thalfingen (Coll. E. Baumberger, MBa, Nrn. H 566, H 567/1–11).

Eine Gegenüberstellung der zwei einzigen ausführlicheren, einander z. T. ergänzenden Beschreibungen der *Triptychia*-Arten[1] *antiqua* und *escheri* von Sandberger (1870–1875) und Boettger (1877) zeigt folgende aus den Beschreibungen klar erkennbare Unterschiede zwischen den beiden Arten:

	antiqua	*escheri*	Autor:
Windungszahl:	14–16	16	Boettger
	14	16	Sandberger
Höhe in mm:	22–26½	27	Boettger
Form:		schlank, pfriemförmig, kaum gewölbte Umgänge	Boettger
	bauchig, spindelförmig, oben stark verengt, knopfartige Spitze	schlank, pfriemförmig, langsam an Breite zunehmende Umgänge	Sandberger
Ornamentierung:	nie mehr als 22 senkrecht gestellte Rippen auf der Hälfte des letzten Umganges	Rippen einfach, scharf, fast senkrecht, Basis gerundet, an der Basis dichotomierend	Boettger
Schliessapparat:		Subcolumellarlamelle kräftig, fast randständig	Boettger
	Spindelfalte (Subcolumellarlamelle) klein, randständig		Sandberger

Das mir zur Verfügung stehende Vergleichsmaterial von *Triptychia* (*Triptychia*) *antiqua* (Zieten) zeigt die für die Art *antiqua* charakteristischen Merkmale deutlich; einzig die Spindelfalte[2] kann nicht als klein bezeichnet werden.

Das Vergleichsexemplar von *Triptychia* (*Triptychia*) *escheri* (Coll. MBa Nr. H 12937) zeigt nur 12 Windungen, eine Gesamthöhe von 30 mm, eine schlanke Form, oben etwas verengt, mit einer knopfartigen Spitze, die Rippen an der Basis dichotomieren nur vereinzelt: die charakteristischen Merkmale der Art *escheri* sind also nicht ausgeprägt.

Die Syntypen von *Clausilia escheri* können wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes nicht verwendet werden.

Auf Grund der Beschreibung der Arten bei den genannten Autoren und des Vergleichsmaterials lässt sich über die von mir untersuchten Formen folgendes sagen:

Die Gesamthöhe (ausser RVB 43), die ungefähre Zahl der Windungen (12–15), die bei einzelnen Formen etwas bauchigere Gestalt, die Verengung des apicalen Endes (deutlich bei RVB 44) und die Ornamentierung sprechen für eine Zugehörigkeit zu *Triptychia* (*Triptychia*) *antiqua* (Zieten 1830). Sicher begründen lässt sich diese Zugehörigkeit aber nicht, da die Formen zu schlecht erhalten sind und in den äussern Merkmalen zu viele Übergänge zwischen den *Triptychia*-Arten *escheri* und *antiqua* zeigen. Da die Variationsbreite dieser Arten nicht bekannt ist, lässt sich vorläufig jede nicht genau den Beschreibungen von Boettger und Sandberger entsprechende Form nur unsicher einordnen; es müsste abgeklärt werden, ob die spezifischen Unterschiede statistisch gesichert sind.

B) Vergleiche mit *Triptychia* (*Triptychia*) *molassica* Boettger 1877

Das aus der Untern Süsswassermolasse (?Chattien bis ?Aquitanien) des Grüsisbergs bei Thun (keine genauere Fundortangabe) stammende Typenmaterial von Boettger, das wahrscheinlich im Museum Berlin aufbewahrt wird, ist für die Vergleiche nicht benutzt worden.

Die Art *molassica* unterscheidet sich von *Triptychia* (*Triptychia*) *antiqua* (Zieten) nur durch folgende Merkmale (Boettger 1877: 19): «*Clausilia* (*Triptychia*) *molassica* hat auf der Hälfte der letzten Windung wenigstens 30 deutliche, gebogene Rippchen, die auf derselben häufig dichotomieren, während *Clausilia antiqua* nie mehr als 22 senkrecht gestellte Rippen besitzt, welche auf der letzten Windung noch weitläufiger werden und hier nur ausnahmsweise sich gabeln.»

---

[1] Das Fehlen der Prinzipalfalte, des Lunellars und des Clausiliums ist bei den Holotypen resp. Syntypen nicht beschrieben worden.

[2] Wie ich oben erwähnt habe, ist an zwei Exemplaren (MBa, Nrn. H 567/9 u. 11) versucht worden, den Schliessapparat freizulegen; bei H 566 war der untere Teil des Schliessapparates bereits präpariert.

Diese Art kommt im untersuchten Material sicher nicht vor, da nie 30 Radialrippen auf der Hälfte des letzten Umganges beobachtet worden sind. Allerdings zeigen einige Exemplare mehr als 22 Radialrippen, was nach Boettger gegen die Zugehörigkeit zu *antiqua* spricht. Es fragt sich, wie bedeutend der spezifische Wert dieser Ornamentierungsunterschiede ist (vgl. die oben angegebenen Arbeiten über die Modifizierbarkeit von Schalenbau und Ornamentierung); Klarheit könnten einzig statistische Untersuchungen schaffen.

Der Leitwert der Arten:

Triptychia escheri (Sandberger) ist nach W. Wenz (1923: 803, 807) auf das Chattien, *T. antiqua* (Zieten) auf das Aquitanien beschränkt. Neuere Autoren (z. B. E. Baumberger 1927*a*, 1929, 1930; E. Baumberger in H. Fröhlicher 1933; Wenz, W. 1933, 1935; H. K. Zöbelein 1952*a*, *b*, 1955, 1958, 1963) geben keine (vgl. das oben Gesagte) grössere stratigraphische Reichweite dieser Arten an. Einzig A. Ludwig weist darauf hin (1931: 128, in Ludwig, Eugster & Bächler), dass am Dietenberg SW Herisau in sicherem Tortonien Formen auftreten, die *Triptychia antiqua* sehr ähnlich seien; dies müsste überprüft werden.

3.133. *Triptychia* (*Triptychia*) cfr. *grandis* (Klein 1846)

cfr. 1846 *Clausilia grandis;* in von Klein, Conchylien der Süsswasserkalkformation Württembergs: 73, Taf. 1, Fig. 16.
1892 *Clausilia* (*Triptychia*) *grandis;* in Maillard & Locard, Monographie des Mollusques tertiaires: 83.

Holotyp: Aufbewahrungsort?
Locus typicus: Zwiefalten (Württemberg).
Stratum typicum: «Süsswasserkalkformation Württembergs» (Tortonien n. Wenz 1923: 811).

Fundort: Schwendlenbad (s. Maillard & Locard 1892/1893: 83).

Stratigraphische Stellung: limnische (od. terrestrische) Einlagerungen in marinem Helvétien (vgl. E. Kissling 1903: 61; E. Gerber 1928: 431; Rutsch, Drooger & Oertli 1958: 6).

Exemplar Nr.: Coll. MB Nr. RVB 55.

Beschreibung

Form: Bruchstück der letzten Windung mit teilweise zerstörter Mündung; Schale nur rudimentär erhalten.

Breite der letzten Windung: 7 mm.

Ornamentierung: ventral, von der Mündung ausgehend, kräftige Rippen, dichotomierend, nach oben feiner werdend.

Mündung: Höhe ca. 7 mm, Breite ca. 5 mm; der rechte Mündungsrand ist vorgezogen und besitzt eine leicht s-förmig geschwungene Gestalt; ob er umgeschlagen war oder nicht, kann nicht entschieden werden; eine Nabelritze ist angedeutet; auf der linken Seite und in der Sinusregion fehlt die Schale.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Vergleichsmaterial: aus der Coll. E. Baumberger MBa standen mir verschiedene Vergleichsstücke zur Verfügung:

a) *Triptychia* (*Triptychia*) *grandis* (Klein) det. W. Wenz, C. Jooss aus dem Tortonien des Nebelbergs b. Nunningen, Solothurner Jura, Nr. H 563/1–2.

b) *Triptychia* (*Triptychia*) *grandis* (Klein) det. C. Jooss, Tortonien, Mörsingen b. Riedlingen, SW Ulm, Nr. H 576/1–2. Die Vergleichsstücke sind nicht gut erhalten; sie zeigen nur rudimentär die Ornamentierung, die Apicalregion fehlt.

Die Mündungsregion, soweit sie am stark verdrückten untersuchten Exemplar beobachtet werden kann, entspricht ungefähr der der Vergleichsstücke Nrn. H 563/1–2 (vgl. auch Boettger 1877, Taf. I, Fig. 11–14). Ornamentierung: die zahlreichen dichotomierenden Rippen auf der Endwindung scheinen aber zu kräftig ausgebildet zu sein im Vergleich mit den *grandis*-Formen aus der Coll. Baumberger und nach der Beschreibung von Sandberger (1870–1875: 597). Die untersuchte Form ist kleiner als die Vergleichsstücke.

Ohne mehr und besser erhaltene Funde von der gleichen Stelle zu besitzen, scheint mir eine sichere spezifische Zuordnung unmöglich.

Die stratigraphische Verbreitung der Art

Nach W. Wenz (1923: 811) ist *Triptychia (Triptychia) grandis* auf das Tortonien und ?Sarmatien beschränkt (vgl. Rutsch, Drooger & Oertli 1958: 6).

3.134. *Triptychia (Triptychia)* sp. indet.

Fundorte und ihre stratigraphische Stellung

a) Seligraben bei Riggisberg, Koord. SA 599.635/179.860; BGSG 2 080762.
Stratigraphische Stellung: Aquitanien, belegt mit Säugerfauna von der gleichen Fundstelle (vgl. I. 6.33. und 34.).
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, RVB 1–21.

b) Wyssenbachgraben, Koord. SA 599.180/179.580; BGWy 020762 (vgl. I. 6.33.).
Stratigraphische Stellung: Aquitanien, ca. 30 m stratigraphisch über der aquitanen Säugerfundstelle Seligraben (vgl. I. 6.33. und 34.; Tercier & Bieri 1961).
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, RVB 111–113.

Beschreibung von RVB 3 (ergänzende Angaben von andern Exemplaren):

Gesamthöhe:	Grösser als 29 mm, apicales Ende abgebrochen, unterer Mündungsrand fehlt. Höhe der letzten Windung ungefähr 15 mm.
Max. Breite:	Am adapicalen Ende der Mündung 8 mm.
Mündung:	Höhe ungefähr 7 mm, birnförmig, oben spitz gewinkelt, kleiner Sinulus, unten (?) rund.
Schliessapparat:	Beschreibung siehe 3.11.
Form:	Leicht cyrtoconoid, linksgewunden.
Spira:	Windungszahl am Bruchstück: 10; die einzelnen Windungen ungefähr konisch begrenzt, durch wenig vertiefte Nähte gegeneinander abgesetzt.
Ornamentierung:	Die Windungen zeigen opisthoclin geneigte Radialrippen, die meist nach rechts leicht ausgebogen sind. Zahl der Rippen auf der Endwindung: ungefähr 25. Breite der gerundeten Rippen ungefähr 0.2 mm. Abstand zwischen den Rippen ungefähr 0.6 mm.
Protoconch:	Die ersten drei Windungen zeigen bei allen das apicale Ende aufweisenden Exemplaren keine Ornamentierung. Auf der vierten Windung sind die Rippen bei einzelnen Formen schwach ausgeprägt. Das Exemplar RVB 20 ist leicht alviostroph.
Apicalwinkel:	Ca. 12° bei RVB 13.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Diese Triptychien-Formen scheinen keiner der bisher beschriebenen Arten anzugehören. Um dies sicher feststellen zu können, müsste mehr Vergleichsmaterial zusammengetragen werden und eine Untersuchung über die Variationsbreite der einzelnen Arten vorliegen.

3.135. *Triptychia (Triptychia)* sp. indet.

1903 «*Clausilia escheri* Kissling» (non Sandberger 1874); in E. Kissling, Die Schweiz. Molassekohlen westlich der Reuss: 63.

Fundorte und ihre stratigraphische Stellung

a) Tal der Grüene, Hornbachgraben, am Weg von Fuhrenschwand nach der Lushütte in einem Bachtobel (s. Kissling 1903: 63).
Exemplare Nrn.: Coll. Kissling MB, Nrn. RVB 114, 115.

b) Rechter Seitenarm des Schwändigrabens, NE Zäziwil; Koord. LK 619.460/196.550.
Exemplare Nrn.: Coll. Rutsch, Nrn. RVB 56, 57.
Stratigraphische Stellung der beiden Fundstellen: Obere Süsswassermolasse (Tortonien?).

Beschreibung

Es handelt sich um flachgedrückte Schalenexemplare; RVB 114 ist am besten erhalten:

Gesamthöhe:	25 mm (Höhe der Endwindung: 11 mm).
Max. Breite:	Endwindung 11 mm (flachgedrückt).
Form:	Kegelförmig bis leicht cyrtoconoid, Endwindung abapical assymetrisch abgerundet.
Spira:	9 allmählich an Breite zunehmende Windungen durch horizontale gekerbte Nähte getrennt; Windungshöhe gegen den Apex zu allmählich abnehmend.
Ornamentierung:	Die adapicalen Windungen zeigen schmale Radialrippen, orthoclin, z. T. leicht nach links gebogen, auf der adapicalsten Windung s-förmig. In abapicaler Richtung wird die Ornamentierung schwächer.
Protoconch und Spira:	(ergänzende Angaben von RVB 57) Ein aus drei Windungen bestehender Protoconch (Gesamthöhe 1.1 mm) und fünf Windungen der Spira (Gesamthöhe 4 mm); die Windungen der Spira sind mit leicht nach rechts ausgebogenen schmalen Radialrippen verziert; Abstand zweier Rippen ungefähr 0.05 mm. Breite am apicalen Ende ungefähr 0.7 mm, am abapicalen Ende ungefähr 2 mm.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Eine sichere spezifische Bestimmung ist wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich. Wie aus der oben (3.132.) angeführten Aufstellung der charakteristischen Merkmale von *Triptychia (Triptychia) escheri* hervorgeht, fällt eine Zuweisung der Exemplare zu dieser Art ausser Betracht.

E. Gerber hat die von Kissling (1903: 63) beschriebenen Triptychien neu bestimmt (nicht veröffentlicht; schriftl. Notiz von Gerber in der Arbeit von Kissling, Bibliothek der geol. Abteilung des MB): *Triptychia grandis* (Klein 1846). Ein Vergleich mit den mir zur Verfügung stehenden, oben erwähnten (vgl. 3.133.) Exemplaren von *Triptychia grandis* (Klein) zeigt, dass die vorliegenden Triptychien kleiner sind, weniger Umgänge aufweisen und einen grössern Apicalwinkel zeigen als *Triptychia grandis*.

3.136. *Triptychia (Triptychia)* sp. indet.

1922 «*Triptychia (Clausilia) molassica* Baumberger» (non Boettger 1877); in P. Beck, Das stampische Alter der Thuner Nagelfluh: XX.

Fundort: Bresserengraben bei Sigriswil.

Stratigraphische Stellung: ?Chattien bis ?Aquitanien, siehe P. Beck (1922: XX; 1945: 358/359, Taf. XI; der Autor gibt zwei Fundstellen an, beide ungenau lokalisiert; ohne eingehende Beschreibung der Lithologie und des Fossilinhaltes).

Exemplare Nrn.: Coll. Beck in MBa Nr. H 14025/1–7.

Beschreibung

Es handelt sich:

a) um 3 stark zerdrückte abapicale Bruchstücke, 1 bis 2 Windungen und die Endwindung zeigend; die Formen der Mündungen sind nicht erkennbar, die Schale ist an allen Exemplaren nur rudimentär erhalten;

b) um 3, mehrere Windungen zeigende Bruchstücke der apicalen Region; Apex nicht erhalten, Schale schlecht erhalten; ein Bruchstück zeigt feine, fast senkrecht stehende Radialrippen.

Diskussion der Zugehörigkeit

Die Zuweisung zur Subfamilie *Triptychiinae* Wenz 1923 und zur Gattung *Triptychia* Sandberger 1874 ist sehr unsicher, eine spezifische Bestimmung unmöglich.

3.14. Paläoökologische Hinweise

Cooke (1915: 265, 266) schliesst aus der Verbreitung der Clausilien in Raum und Zeit, dass sie tiefliegende heisse Regionen nicht ertragen; er weist auf die Möglichkeit hin, dass sich die Clausilien ursprünglich nur in warmen Klimata aufhielten; die heutigen Formen, die, wenn auch extreme Kälte scheuend (p. 251), in kälteren Regionen leben, hätten sich erst in geologisch jüngster Zeit entwickelt.

Nach Geyer & le Roy (1911: 42), Wenz (1918: 26) und Steusloff (1928: 45/47) sind die Clausilien Bewohner des Waldes, des Bodenlaubs und moosbewachsener Steintrümmer; sie sind an feuchte und warme Klimata gebunden (siehe Steusloff 1928: 45, Regius 1929: 68).

Da alle Triptychien einen reduzierten Schliessapparat zeigen, nimmt C. R. Boettger (1926: 4) wegen der obenerwähnten Klimaabhängigkeit der Ausbildung des Schliessapparates an, dass die tertiären Triptychien in feuchten Küstengebieten gelebt haben.

4. Familia HELICIDAE Rafinesque 1815[1]

4.1. Subfamilia HELICIGONINAE Germain 1928[2]

4.11. Zugehörigkeit zur Subfamilie

Die von Wenz & Zilch (1959/1960) erwähnten morphologischen Charakteristika der Subfamilien zeigen oft eine recht grosse Variationsbreite, so dass sich die Kreise der typischen Merkmale der einzelnen Subfamilien stark überschneiden. Es ist deshalb oft nicht möglich, direkt die Zugehörigkeit zur Subfamilie zu bestimmen. Von der generischen Zuweisung muss, auf Grund der Verwandtschaft fossiler Formen mit rezenten, rückgeschlossen werden auf die Subfamilien-Zugehörigkeit (vgl. Boettger & Wenz 1921: 6ff.; G. Pfeffer 1929: 5/7; Wenz & Zilch 1959/1960: 663ff.).

4.12. Generische Zuweisung

Die Unterscheidung der Gattungen bei den fossilen *Helicidae* ist oft schwierig, da die Variationsbreiten der morphologischen Merkmale, über die in den seltensten Fällen Angaben vorliegen, im allgemeinen gross sind. Die vorliegenden Formen lassen sich aber zum grossen Teil sicher (Ausnahme: vgl. 4.134.) den beiden Genera

Tropidomphalus Pilsbry 1895 (Charakteristika s. Wenz & Zilch 1959/1960: 699) und
Klikia Pilsbry 1895 (Charakteristika s. Wenz & Zilch 1959/1960: 706)

zuordnen.

4.13. Genus TROPIDOMPHALUS Pilsbry 1895

Genotypus: *Tropidomphalus lepidotricha* (Sandberger 1873)

= *T. arnoldi* (Thomae 1845)
vgl. Wenz (1923: 503), Wenz & Zilch (1959/1960: 699.)

---

[1] Vgl. Baker 1956*a*: 132, 137.

[2] «Die Zugehörigkeit einzelner Artgruppen zu dieser Subfamilie ist noch umstritten; ein definitiver Entscheid setzt eine eingehende vergleichend anatomische und conchyliologische Untersuchung des ganzen Artenkomplexes voraus.

Der Name der Subfamilie muss meiner Ansicht nach auf Grund von Art. 40, a IRZN *Helicigoninae* Germain 1928 lauten; ein definitiver Entscheid kann ohne eingehende Untersuchungen nicht gefällt werden.»

Briefliche Mitteilung von Herrn Dr. L. Forcart, Naturhist. Museum Basel, dem ich für seine Hilfe herzlich danke.

Vgl. auch Baker 1956*a*: 132.

Typus durch ursprüngliche Festlegung; Pilsbry in Tryon-Pilsbry (1895), (2) *9* (36): 309.

Die Gattung *Tropidomphalus* umfasst zwei Subgenera, die durch Übergänge verbunden sind (vgl. Boettger & Wenz 1921: 19). Die vorliegenden Formen gehören wegen ihres mehr zylindrischen vom Spindelrand etwas verdeckten Nabels und dem breit umgeschlagenen, z.T. verdickten Peristom zum

Subgenus *Pseudochloritis* Boettger 1909

Typusart: *Tropidomphalus (Pseudochloritis) inflexus* (Klein 1846)
= *T. incrassatus* (Klein 1853)
vgl. Wenz (1923: 507), Wenz & Zilch (1959/1960: 699).

Typus durch ursprüngliche Festlegung; Boettger 1909: 15.

4.131. *Tropidomphalus (Pseudochloritis)* cfr. *incrassatus* (Klein 1853)

cfr. 1853 *Helix incrassata;* in von Klein, Conchylien der Süsswasserkalkformation Württembergs: 208, Taf. V, Fig. 6.

Holotyp: von Klein legt keinen Holotyp fest; der Aufbewahrungsort der Syntypen ist mir nicht bekannt.

Locus typicus: Gebiet von Zwiefaltendorf–Mörsingen–Deutscher Hof–Andelfinger Berg.

Stratum typicum: «Süsswasserkalkformation» (Silvanaschichten, Tortonien; vgl. Wenz 1923: 515).

Fundorte und ihre stratigraphische Stellung

a) Schwändigraben, rechter Seitenarm, NE Zäziwil; Koord. 619.450/196.550.
Exemplare Nrn.: Coll. Rutsch, Nrn. RVB 374, 375.

b) Ober Schwand, zuoberst im Nesselgraben, südöstlich Ätzlischwand (Blasenfluhgebiet); Koord. 619.935/199.225.
Exemplare Nrn.: Coll. Rutsch, Nrn. RVB 376–380.

c) Flüeli bei Grünen (?Flüelen auf LK 1:25000, Bl. Sumiswald, Koord. 621.500/207.080); keine genauere Fundortangabe; nicht beschrieben.
Exemplare Nrn.: Coll. Gerber MB, Nrn. RVB 381, 382.

Stratigraphische Stellung der Fundorte: Obere Süsswassermolasse (?Tortonien).

Beschreibung

Es handelt sich um stark zerdrückte und beschädigte Schalenexemplare, die aber doch einzelne für die Bestimmung wichtige Merkmale zeigen.

Beschreibung (ergänzende Angaben von verschiedenen Exemplaren):

Gesamthöhe:	> 9 mm, alle Exemplare sind mehr oder weniger flachgedrückt.
Max. Durchmesser:	22 mm, RVB 380 ein flachgedrücktes, aber nicht elliptisch verformtes Exemplar.
Form:	Rechtsgewunden; offenbar ursprünglich wenig gewölbt.
Endwindung:	Allmählich an Breite zunehmend, unmittelbar vor der Mündung etwas nach unten geknickt (RVB 380, 381).
Nabel:	Bei allen Exemplaren ausser RVB 375 stark verdrückt; RVB 375 zeigt einen offenen Nabel, kaum etwas verdeckt durch den verdickten Spindelrand.
Mündung:	Holostom; Peristom, dessen adapicaler Teil bei keinem Exemplar erhalten ist, umgeschlagen und verdickt, kontinuierlich. RVB 375 und 381 zeigen, dass eine dünne, abgeblätterte Induktura vorhanden gewesen ist.
Spira:	3½ bis 4 Windungen, durch vertiefte Nähte getrennt, die einzelnen Windungen kaum gewölbt (Beurteilung?).
Apicalregion:	Protoconch nicht vom Teleoconch abtrennbar, da die Radialskulptur, wenn auch undeutlich, bis zum Nukleus reicht.
Ornamentierung:	Schlecht erhalten, Bänderung auf keinem Exemplar sichtbar; prosoclin geneigte, unregelmässige, schwach ausgebildete Radialrippen, z.T. in einzelne Körnchen aufgelöst, vor allem gegen den Apex zu. Abstände zwischen den Rippen: 0.1–0.2 mm. Haarpapillen? vorhanden, nicht sicher erkennbar.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Vergleichsmaterial:

a) *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus* (Klein) aus den Silvanaschichten von Mörsingen (Tortonien, vgl. Wenz 1923: 515).
Handsammlung Baumberger MBa, Nrn. H. 1596/1–7.

b) *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus* (Klein) aus den Silvanaschichten des Basler Juras, Anwil (Tortonien, vgl. Baumberger 1927: 153).
Handsammlung Baumberger MBa, Nrn. H 253, H 250/1–5.

Die ziemlich gute morphologische Übereinstimmung mit den Vergleichsexemplaren lässt es wahrscheinlich erscheinen, dass die untersuchten Fossilien der Art *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus* angehören.

Die etwas zu niedrige Windungszahl ($4\frac{1}{2}$–5; die Autoren geben folgende Werte an: Klein (1853) 5; Sandberger (1874: 589) und Maillard (1892: 24) $5\frac{1}{2}$; Pfeffer (1929: 225) $5\frac{1}{3}$), die meist nicht sicher beurteilbare Umbilikalregion, das etwas zu stark verdickte Peristom, sowie die nicht beurteilbare Anordnung der Rippen auf den einzelnen Windungen (vgl. Sandberger, Maillard und Pfeffer), lassen, abgesehen vom schlechten Erhaltungszustand, keine sichere Zuweisung zu. Da wir die Variationsbreite der Ausbildung dieser Merkmale nicht kennen, wissen wir auch nicht, wie bedeutend die einzelnen Charakteristika für die spezifische Bestimmung sind (vgl. Pfeffer 1929).

Der Leitwert der Art

Nach Wenz (1923: 510 bis 517) sind alle Unterarten von *Tropidomphalus (Pseudochloritis) incrassatus* auf das Tortonien und Sarmatien beschränkt.

Kissling (1894: 19, vgl. Baumberger 1915: 126) und Burri (1951: 41) beschreiben vom Jensberg aus Schichten, die dem Helvétien zugeschrieben werden (vgl. Burri 1951: 41), *Tropidomphalus incrassatus.*

Das Material im MB besteht lediglich aus 5 Exemplaren, die als *Helix inflexa* Mart. *(= Tropidomphalus incrassatus)* angeschrieben sind und vom Jensberg stammen. Anhand der Handschriftensammlung des MB konnte nicht ermittelt werden, von wem die Handschrift stammt, sicher nicht von Kissling selber. Es bleibt deshalb ungewiss, ob es sich um die von Kissling gefundenen und von Sandberger bestimmten Exemplare handelt.

Bei den zwei grösseren und besser erhaltenen Exemplaren (die Mündung ist nicht vorhanden), die z. T. die Schale aufweisen, aber stark verleimt sind (RVB 519, 520), handelt es sich um

Tropidomphalus ? sp. indet.

Die übrigen 3 Exemplare (Nrn. RVB 521–523) zeigen nur Schalenrudimente, die Mündung fehlt; sie können generisch nicht sicher zugewiesen werden.

Die von Burri[1] (1951) bestimmten Formen aus den Rebhubelschichten sind ebenfalls überprüft worden:

Es liegen 5 Exemplare vor, die zum grossen Teil die allerdings schlecht erhaltene Schale noch aufweisen, deren Mündungsregion aber nicht erhalten ist. Bei 3 Formen gelang es, die Umbilikalregion freizulegen. Es handelt sich nicht um *Tropidomphalus* (vgl. Wenz-Zilch 1959/1960), sondern um eine *Cepaea.* Bei einem Exemplar ist die Columellarplatte und die Basallippe erhalten: ein Vergleich mit dem Material der Handsammlung Baumberger MBa zeigt, dass es sich um *Cepaea silvana* (Klein) handeln könnte, die nach Wenz (1923: 678) vom Helvétien bis ins Pontien auftritt.
Es bleibt daher ungewiss, ob *Tropidomphalus incrassatus* schon im Helvétien auftritt.

4.132. *Tropidomphalus (Pseudochloritis)* aff. *incrassatus* (Klein 1853)

1903 «*Helix inflexa* Kissling» (non Klein 1853); in Kissling, Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss: 56.
Übrige Synonymieliste sowie Angaben über den Typ von *incrassatus* siehe 4.13. und 4.131.

[1] Herrn Dr. F. Burri, Basel, der mir freundlicherweise die Exemplare für eine Durchsicht zur Verfügung stellte, danke ich bestens.

Fundort und stratigraphische Stellung

Müserengraben (Krümpelgraben), genauer Fundort nicht bekannt; Koord.-Abschnitt LK 629.100 bis 450/193.100–400; vgl. Kissling 1903: 55.

Exemplare Nrn.: Coll. Kissling MB, Nrn. RVB 392–417.

Stratigraphische Stellung: Obere Süsswassermolasse (?Tortonien, vgl. Liechti 1928: 31 und die Bemerkungen im folgenden Abschnitt 4.141.).

Beschreibung

Es handelt sich um teilweise beschädigte, flachgedrückte Schalenexemplare. Im einzelnen verweise ich auf die Beschreibung von *Tr. incrassatus*. Folgende wichtige Ergänzungen sind nötig:

Gesamthöhe:	> 6 mm, flachgedrückt, die ursprüngliche Höhe kann nicht sicher abgeschätzt werden, es scheint sich aber um ziemlich flache Formen zu handeln.
Max. Durchmesser:	17 mm, RVB 408, ein flachgedrücktes, aber nur wenig elliptisch verformtes Exemplar.
Mündung:	Peristom kontinuierlich, die Induktura kräftig ausgebildet.
Apicalregion:	Protoconch aus 1¾ Windungen bestehend, mit sehr feinen unregelmässigen Radialrippen, ca. 20/mm-Windung; allmählicher Übergang zum Teleoconch.
Ornamentierung:	Ein unregelmässiges Muster von Haarpapillen ist teilweise erkennbar.

Diskussion der Zugehörigkeit

Vergleichsmaterial: siehe oben.

Die Gestalt, die Ausbildung der einzelnen Merkmale erinnert stark an *Tropidomphalus incrassatus*. Die vorliegenden Formen sind aber bedeutend kleiner und wahrscheinlich relativ flacher, was sich allerdings wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht sicher sagen lässt. Bei den ausführlichen Beschreibungen von Sandberger (1874: 589), Maillard (1892: 24) und Pfeffer (1929: 225) finden sich keine Angaben über die Variationsbreiten der Merkmale der Art. Variationsstatistische Untersuchungen müssten zeigen, ob diese Formen, die sich, wie ein Vergleich mit den übrigen Vertretern der Gattung zeigt[1], keiner andern Art zuordnen lassen, zu *Tropidomphalus incrassatus* gestellt werden dürfen. Wahrscheinlich handelt es sich um sicher unterscheidbare Formen.

4.133. *Tropidomphalus* ? sp. indet.

Fundort und stratigraphische Stellung

Wannenfluh bei Ranflüh, Fundstelle nicht genau bekannt; Koord.-Abschnitt SA 621.200–800/205.180–240.

Exemplar Nr.: Coll. Fankhauser 1871, MB, Nr. RVB 418.

Stratigraphische Stellung: Obere Süsswassermolasse (?Tortonien).

Beschreibung

Das stark flachgedrückte Exemplar zeigt nur noch vereinzelte Schalenreste mit deutlichen unregelmässigen Radialrippen. Die Nabelregion, die mir bei der Präparation zerfiel, entsprach der von *Tropidomphalus*. Die abaxialen und adapicalen Teile der Mündung sind nicht erhalten.

Zuweisung

Wegen der ähnlichen Gestalt und Ornamentierung und wegen der für *Tropidomphalus* typischen Nabelregion halte ich eine Zuweisung zu dieser Gattung für möglich. Die fehlende Mündungsregion erlaubt keine spezifische Zuweisung.

[1] Es standen mir z.T. Vergleichsexemplare der verschiedenen Arten aus der Handsammlung Baumberger, MBa, zur Verfügung; die übrigen Arten liessen sich auf Grund der Originalbeschreibungen und der ergänzenden Arbeiten sicher ausschliessen.

4.134. Die Formen vom Schwendlenbad

Kissling (1903: 61, vgl. Gerber 1928; 430, Rutsch, Drooger & Oertli 1958: 6) beschreibt vom Schwendlenbad *Tropidomphalus incrassatus* (Klein) (vgl. Sandberger 1870–1875: 590, Wenz 1923: 510).

Die mir zur Verfügung stehenden Stücke aus Coll. Kissling, MB, Nrn. RVB 383–391 sind stark verdrückt und beschädigt. Mit Ausnahme der Exemplare Nrn. RVB 386 und 390 handelt es sich um

Tropidomphalus ? sp. indet.

Der schlechte Erhaltungszustand gestattet keine sichere spezifische Zuweisung. Das Auftreten der unten erwähnten, sehr ähnlichen Formen lässt aber auch die generische Zuordnung fraglich erscheinen:

Die beiden Formen RVB 386 und 390, sind in der Gestalt (Beurteilung ?; 386 ist [?] flacher; es fragt sich, ob dies nur auf die Verformung zurückzuführen ist) und in der Ornamentierung (RVB 390 zeigt ziemlich gut erhaltene runzelige Radialrippen) sehr ähnlich *Tropidomphalus incrassatus*. Sie unterscheiden sich aber von dieser Art deutlich in der Ausbildung der Mündung:

> Das holostome, kontinuierliche Peristom ist umgeschlagen, leicht zurückgelegt, aber nicht verdickt. Die vorstehende, etwas zurückgeschlagene nicht verdickte Columellarlippe bedeckt den ? perspektivischen Umbilicus z.T. Die Parietallippe ist kräftig ausgebildet und von der Concha gelöst.

Eine Zuweisung der vorliegenden Formen zur Gattung *Tropidomphalus* ist nicht möglich.

Die Suche nach verwandten Formen unter den fossil beschriebenen Helicidengattungen verlief erfolglos. Am besten lassen sich die Exemplare vergleichen mit einzelnen rezenten Vertretern der Gattung *Campylea* (vgl. Wenz & Zilch 1959/1960); sehr ähnliche Varianten zeigt die nur rezent bekannte *Campylea cyclolabris* (Desh.) von Thessalien, die mir aus der Coll. Shuttleworth MB zur Verfügung stand.

4.14. Genus KLIKIA Pilsbry 1895

Genotypus: *Klikia osculum* (Thomae 1845)
Typus durch ursprüngliche Festlegung; Pilsbry in Tryon & Pilsbry (1895), (2) *9* (36): 289.

Die Gattung *Klikia* umfasst neben der Nominat-Untergattung eine weitere Untergattung[1], der die untersuchten Fossilien angehören. Für diese Zuweisung spricht das kaum erhobene Gewinde, der kaum verdickte Mündungsrand und der ohne wesentliche Richtungsänderung in den Basalrand übergehende Spiralrand. Eine Ausnahme bilden die spezifisch nicht bestimmbaren Formen. Sie gehören vielleicht z.T. in die Nominat-Untergattung.

> Subgenus *Apula* Boettger 1909
> Typusart: *Kl. (Apula) devexa* (Reuss 1860); Typus durch ursprüngliche Festlegung; C.R. Boettger 1909: 15 (vgl. 1911: 131).

4.141. *Klikia (Apula) coarctata coarctata* (Klein 1853)

1853 *Helix coarctata;* in von Klein, Conchylien der Süsswasserkalkformation Württembergs: 206, Taf. V, Fig. 3.

1892 «*Helix (Gonostoma) osculum* var. *giengensis* Maillard» (non Klein 1846); in Maillard, Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse: 68.

1903 *Helix coarctata;* in Kissling, Die schweiz. Molassekohlen westlich der Reuss: 55.

1903 «*Helix leymeriana* Kissling» (non Noulet 1854); in Kissling, Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss: 61.

1903 «*Helix osculum* Kissling» (non Thomae 1845); in Kissling, Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss: 61 (vgl. Rutsch, Drooger & Oertli 1958: 6; Wenz 1923: 541).

1928 *Klikia coarctata;* in Gerber, Eine neue Poiretia aus dem untersten kohleführenden Horizont der Emmentaler Molasse: 430.

[1] Pfeffer (1929: 84) bezweifelt, dass diese Untergattung mit Recht abgetrennt werde. Er weist darauf hin, dass die von Boettger erwähnten charakteristischen Merkmale sich bereits bei Formen der Nominat-Untergattung zeigen.

Holotyp: von Klein legt keinen Holotyp fest; der Aufbewahrungsort der Syntypen ist mir nicht bekannt.

Locus typicus: Gebiet von Zwiefaltendorf–Mörsingen–Deutscher Hof–Andelfinger Berg.

Stratum typicum: «Süsswasserkalkformation» (Silvanaschichten, Tortonien; vgl. Wenz 1923: 536).

Fundorte und stratigraphische Stellung

a) Die vorliegenden Exemplare Nrn. RVB 491–493, 494/1–6 aus Coll. Kissling MB sind beim Schwendlenbad[1] gefunden worden; es handelt sich um die von Maillard, Kissling und Gerber bestimmten Individuen. Sie stammen aus einer limnischen oder terrestrischen Einschaltung in marinem Helvétien (vgl. Rutsch, Drooger & Oertli 1958: 6, 31).

b) Exemplare Nrn. RVB 500/1–7 aus Coll. Kissling MB. Sie stammen aus dem Müserengraben (Krümpelgraben); genaue Lage der Fundstelle nicht bekannt, Koord.-Abschnitt LK 629.100–450/193.100–400; vgl. Kissling 1903: 55/56.
Stratigraphische Stellung: Obere Süsswassermolasse (?Tortonien, vgl. Liechti, 1928: 31[2]).

Beschreibung (vgl. Taf. I, Abb. 12–17)

Es handelt sich um leicht verdrückte, z.T. beschädigte Exemplare, die aber die für die Bestimmung wichtigen Merkmale zeigen.
Beschreibung von RVB 491 und 492 (ergänzende Angaben von andern Exemplaren):

Gesamthöhe:	5 mm ?adultes Exemplar (7.7 mm die etwas grössere verdrückte Form RVB 493).
Max. Durchmesser:	11.2 mm (RVB 493: 14.3 mm); die Formen RVB 500/1–7 im Durchschnitt kleiner als 11.0 mm.
Form:	Rechtsgewunden, ziemlich flach.
Endwindung:	Höhe 4.8 mm (RVB 493: 7.4 mm).
Nabel:	Nabelregion etwas vertieft, Nabel fast vollständig bedeckt, bei RVB 492 ist eine feine Nabelritze erkennbar.
Mündung:	Halbmondförmig, von der Nabelregion bis zum adapicalen Teil der vorletzten Mündung reichend; holostom, Peristom umgeschlagen, z.T. etwas zurückgeschlagen; wenig verdickt; der Aussenrand im adapicalen Teil scharf; eine seichte extralabiale Depression ist ausgebildet, die sich vom adapicalen Ende der Windung bis gegen die Columellarregion zieht. Basallippe etwas verbreitert und zurückgeschlagen, Spindelrand gestreckt. Bei 100facher Vergrösserung sieht man, dass eine sehr feine Inductura vorhanden war, die abgeblättert ist (RVB 492), da die Concha im abapicalen Teil etwas zerbrochen ist.
Spira:	4¼ Windungen durch vertiefte Nähte getrennt; einzelne Windungen schwach bauchig.
Protoconch:	Nicht sicher vom Teleoconch abtrennbar.
Ornamentierung:	(RVB 492) Kaum erkenntliche grobe, bis 0.2 mm breite Radialrippen, die durch ebenso breite Furchen getrennt sind; Furchen und Rippen werden überlagert (vor allem in den Furchen gut sichtbar) von äusserst feinen fadenförmigen, prosoclin geneigten Radialrippen (4–5/0.2 mm auf der Endwindung), die sich z.T. verzweigen, z.T. sich auflösen in kurze Einzelstücke, so dass die reihenförmige Anordnung nicht mehr erkennbar ist. Stellenweise ist diese Ornamentierung auf der Schale nicht erkennbar (?sekundär); auf der Anfangswindung treten etwas gröbere runzelige Rippen auf. Bei Exemplar RVB 492 sieht man in der Nabelregion ein rautenförmiges Muster von allerfeinsten Knöpfchen, die in abaxialer Richtung eine längliche Form annehmen und sich reihig anordnen.

[1] Vergleiche die Angaben über die Fundstelle im Abschnitt 2.131.

[2] Liechti nimmt ein tortones Alter auf Grund der von Baumberger bestimmten Fauna an. Die Fossilien sind in Coll. Liechti im Geol. Inst. der Universität Bern aufbewahrt; es ist allerdings nicht mehr alles Material vorhanden. Herr Dr. Gasche und ich fanden aber in den Sammlungen von Baumberger MBa keine weitern Stücke. Zu dieser Altersbestimmung ist folgendes zu bemerken:

a) *Oxychilus* (= *Hyalina*) *subnitens* (Klein) ist nach Wenz (1923: 284) nicht leitend für Tortonien (Bestimmung nicht überprüft).

b) *Cepaea silvana* (Klein): das vorhandene Exemplar, angeschrieben als Embryonalwindung von *C. silvana* ist selbst generisch nicht bestimmbar.

c) *Ericia consobrina* (Sandberger) war nicht mehr aufzufinden; wie meine Untersuchungen gezeigt haben, tritt aber *Pomatias consobrinum* bereits im Helvétien des Schwendlenbades auf.

d) *Gonyodiscus euglyphoides:* das vorhandene Exemplar ist kaum generisch, sicher nicht spezifisch bestimmbar; nach Wenz (1923) ist die Art nicht leitend für Tortonien.

e) *Planorbis declivis* ist in der Sammlung Liechti nicht mehr vorhanden; von *P. declivis* (= *Gyraulus [Gyraulus] trochiformis applanatus*) ist (nach Wenz 1923) nur die Varietät *ludovici* Noulet für Tortonien leitend. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes der andern Formen erscheint auch diese Bestimmung zweifelhaft.
Das tortone Alter der Fundstellen muss daher überprüft werden.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Vergleichsmaterial aus Handsammlung Baumberger MBa:

Klikia (Apula) coarctata coarctata aus den tortonen Silvanaschichten (vgl. Wenz 1923: 536) von Mörsingen, Württemberg.
Ex. Nrn. H 276/1–2 (det. C. H. Jooss)
Ex. Nrn. H 1585/1–5 (det. Erni)
Klikia (Klikia) jungi jungi (Boettger 1897), Ob. Aquitanien, Budenheim bei Mainz (vgl. Wenz 1923: 545).
Ex. Nrn. H 287/1–3 (det. Wenz).

Die untersuchten Formen vom Schwendlenbad stimmen in allen charakteristischen Merkmalen mit einzelnen der sehr gut erhaltenen Vergleichsexemplare von *Klikia coarctata* von Mörsingen überein; die Exemplare Nrn. RVB 500/1–7 sind durchschnittlich etwas kleiner als die Vergleichsexemplare. Wir besitzen durch die Beschreibungen von von Klein (1853), Sandberger (1874), Maillard (1892), Boettger (1909), Pfeffer (1929: 88), der sehr ausführlich auf die Ornamentierung eingeht, vor allem aber von Wenz (1911), der die Gattung monographisch bearbeitet hat, sehr viele Angaben über die Ausbildung der charakteristischen Merkmale und von einzelnen über ihre Variationsbreite, so dass es möglich ist, den spezifischen Wert der einzelnen Merkmale abzuschätzen.

Wenz weist darauf hin, wie nahe sich die phylogenetisch z. T. hintereinander, z. T. nebeneinander auftretenden, aber eng verbundenen Formen

Kl. osculum (Rupélien–Burdigalien) < *Kl. jungi* (Aquitanien) / *Kl. devexa* (Aquitanien–Burdigalien) > *Kl. coarctata* (Tortonien–Sarmatien)

morphologisch stehen[1] (stratigraphisches Auftreten der Formen nach Wenz 1923: 533 ff.).

Wie das mir zur Verfügung stehende Vergleichsmaterial und die Beschreibungen der verschiedenen Autoren zeigen, können die vorliegenden Formen *Kl. coarctata*, unter Umständen aber auch *Kl. jungi* (Boettger)[2] zugewiesen werden. Die Vergleichsexemplare von *Kl. jungi* zeigen eine etwas ausgeprägtere Columellar-Callusplatte; der spezifische Wert dieses Merkmals ist jedoch nicht bekannt (vgl. Taf. I, Abb. 13 und 16).

Die von Wenz (1911) erwähnten relativ grossen Variationsbreiten lassen vermuten, dass die morphologischen Unterschiede der beiden Arten statistisch nicht gesichert sind. Dies müsste an umfangreichem Material sichergestellt werden.

Wegen der besseren morphologischen Übereinstimmung stelle ich die untersuchten Exemplare zur stratigraphisch jüngern Art *Klikia coarctata coarctata*[3].

Der Leitwert der Art

Nach Wenz (1923) ist *Klikia (Klikia) jungi jungi* auf das Aquitanien, *Klikia (Apula) coarctata coarctata* auf das Tortonien und Sarmatien beschränkt. Die untersuchten Formen stammen teilweise (RVB 491–494)

[1] An den Vergleichsexemplaren der Handsammlung Baumberger konnte ich mich von dieser Tatsache überzeugen. Dies zeigt, wie wenig berechtigt wahrscheinlich die Abtrennung der Untergattung *Apula* Boettger 1909 ist: *Kl. osculum* und *Kl. jungi* gehören nach Wenz zur Untergattung *Klikia*, die beiden andern Formen zu *Apula* (vgl. Pfeffer 1929: 84); biostatistische Untersuchungen müssten diese Frage zu klären versuchen.

[2] 1893 *Helix (Gonostoma) jungi;* in O. Boettger, Neue Helix-Formen aus dem Mainzer Tertiär: 19.
Holotyp: nicht festgelegt, Aufbewahrungsort der Syntypen?
Locus typicus: Budenheim und Wiesbaden.
Stratum typicum: Hydrobienschichten (Aquitanien Wenz 1923: 545).

[3] Wenz (1923) gibt neben der Nominat-Unterart eine weitere Unterart an:
Klikia coarctata steinheimensis Jooss 1918, aus den tortonen Steinheimer Schichten von Steinheim am Aalbuch (Holotyp nicht festgelegt).
Aus der Beschreibung von Jooss (1918: 294) geht hervor, dass die mir vorliegenden Formen vom Schwendlenbad und vom Müserengraben wegen der auftretenden Nabelritze nicht zu *Kl. coarctata steinheimensis* gehören können. Im weitern scheint es, dass die Unterschiede, die zur Abgrenzung der Unterart führten, innerhalb der Variationsbreite der Art liegen (vgl. Wenz 1911). Leider stand mir kein Vergleichsmaterial zur Verfügung.

aus einer limnischen oder terrestrischen Einlagerung in marinem Helvétien (vgl. Rutsch, Drooger & Oertli 1958: 6, 31), gehören also in den chronostratigraphischen Abschnitt zwischen dem scheinbaren Erlöschen von *Klikia jungi* und dem Auftreten von *Klikia coarctata*.

Zur engeren stratigraphischen Einstufung können diese Formen daher wahrscheinlich nicht gebraucht werden.

4.142. *Klikia* sp.indet.

1903 «*Helix leymeriana* Kissling» (non Noulet 1854); in Kissling, Die Schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss: 53.

Fundorte und stratigraphische Stellung

a) Hühnerbachgraben (Knubelgraben), Fundstelle nicht genau bekannt: Koord.-Abschnitt LK 627.000–627.850/196.200–197.200; vgl. Kissling 1903: 53.
Exemplare Nrn.: Coll. Kissling MB, Nrn. RVB 496, 497.

b) Neue Strasse Länggrat–Unterer Hundschüpfen (Niedermattgraben), 1. Gabelung, bei Signau; Koord. LK 620.735/198.660/855.
Exemplare Nrn.: Coll. della Valle, Nrn. RVB 499/1–3.

c) Ober-Schwand, zuoberst im Nesselgraben, südöstlich Ätzlischwand (Blasenfluhgebiet); Koord. LK 619.935/199.225/895.
Exemplar Nr.: Coll. Rutsch, Nr. RVB 495.

d) Flüeli (?Flüelen auf LK 1:25000, Bl. 1148, Sumiswald; Koord. 621.500/207.080) bei Grünen; keine genauere Fundortangabe.
Exemplare Nrn.: Coll. Gerber MB, Nrn. RVB 501–512.

e) Lützelflüh, keine näheren Angaben; wahrscheinlich stammt das Stück aus der von A. Morlot 1854 entdeckten Pflanzenfundstelle, die von von Fischer-Ooster (1856: 74) erwähnt wird (?Flühstalden, vgl. 2.141.).
Exemplar Nr.: Coll. Morlot 1854, MB, Nr. RVB 513.

f) Huben bei Dürrenroth, keine näheren Angaben; Gebiet um Pkt. LK 625.500/214.300.
Exemplar Nr.: Coll. MB, Nr. RVB 498.

Stratigraphische Stellung aller Fundorte: Obere Süsswassermolasse (?Tortonien).

Beschreibung und Zuweisung

Es handelt sich um stark zerdrückte, z. T. beschädigte Schalenexemplare, die wegen ihrer Gestalt, Windungszahl, Ausbildung des Nabels (bei RVB 513 und 495 sicher beurteilbar), ihrer Mündung, die bei einzelnen Exemplaren teilweise beobachtet werden kann, und ihrer Ornamentierung zum Genus *Klikia* gehören (Ausnahme: die Zuweisung bleibt fraglich bei den sehr schlecht erhaltenen Exemplaren Nrn. RVB 498 von Huben und den zwei kleinern Formen von RVB 499/1–3 vom Niedermattgraben), was auch Vergleiche mit dem Material aus der Handsammlung Baumberger MBa (s. oben) bestätigen.

Hervorzuheben sind die beiden Formen RVB 495 und 513 von Ober-Schwand und Lützelflüh: sie zeigen im Gegensatz zu den übrigen Formen (soweit beurteilbar) einen z. T. offenen Nabel, vor allem die Form RVB 495 (RVB 513 ist sehr stark verdrückt), deren apicale Seite sich leider nicht präparieren liess, erinnert an *Klikia giengensis* (Klein 1846)[1], die nach Wenz (1923: 543) für das Tortonien[2] leitend ist. Eine sichere Zuweisung ist aber wegen des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich.

[1] Holotyp: Klein legt keinen Holotyp fest; der Aufbewahrungsort der Syntypen ist mir nicht bekannt.
Stratum typicum: «Süsswasserkalkformation» (Tortone Silvanaschichten nach Wenz 1923: 543).
Locus typicus: Neue Steige oberhalb Hohenmemmingen/Württemberg.

[2] *Kl. giengensis giengensis* ist eine aufsteigende Mutation der Nominat-Unterart von *Kl. osculum*, die vom Rupélien bis ins Burdigalien auftritt (Wenz 1911, 1923). Es müsste mit biostatistischen Untersuchungen nachgewiesen werden, ob sich die beiden Arten überhaupt gesichert unterscheiden lassen. Es wäre möglich, dass wir es mit einer sich allmählich etwas verändernden phylogenetischen Reihe zu tun haben, wobei die Entwicklungshöhe ihrer Glieder nur sehr schwer festzustellen ist und sich kaum zu feinstratigraphischen Einstufungen verwenden lässt.

4.15. Paläoökologische Hinweise

Es finden sich in der paläontologischen Literatur nur spärliche Angaben über die Ökologie dieser nur fossil auftretenden Gattungen (vgl. Jooss 1910: 29; 1923: 208; Berz & Jooss 1927: 207):

Diese Gastropoden lebten im Walde unter Laub und Moos, an Bäumen und auf Felsen; *Tropidomphalus* scheint felsiges Gelände zu bevorzugen.

Frömming (1954: 289, 305) weist auf die grosse Anpassungsfähigkeit der verwandten Gattungen *Arianta* und *Isognostoma* hin. Bodennähe wird als Aufenthaltsort bevorzugt, oft finden sich die Tiere zwischen Trümmergestein und altem Holzwerk oder in Waldböden. Lebensbedingung ist eine gewisse Feuchtigkeit.

4.2. Subfamilia HELICINAE Férussac 1822[1]

4.21. Zugehörigkeit zur Subfamilie

Es gilt auch hier das bei 4.11. Gesagte.

4.22. Generische Zuweisung

Die vorliegenden Fossilien gehören wahrscheinlich alle der gleichen Gattung an. Der relativ gute Erhaltungszustand einiger Exemplare erlaubt es, die meisten der charakteristischen Merkmale von *Cepaea* Held zu erkennen (vgl. Pfeffer 1929: 136; Wenz & Zilch 1959/1960: 716). Einzig für einige spezifisch nicht bestimmbare, schlecht erhaltene Exemplare ist auch die generische Zuweisung unsicher.

F. A. Schilder & M. Schilder (1953: 11/12) weisen darauf hin, dass von den rezenten Vertretern, die ursprünglich zur Gattung gestellt worden sind, viele auf Grund einer abweichenden Anatomie trotz grosser Schalenähnlichkeit zu andern Gattungen gehören.

4.23. Genus CEPAEA Held 1837

Genotypus: *Helix nemoralis* Linné 1758.

Typus durch spätere Festlegung einer ursprünglich eingeschlossenen Art (vgl. Held 1837: 910).

Pfeffer (1929) teilt die Gattung *Cepaea* in 9 verschiedene Gattungen auf; er weist auf die verschiedene Ausbildung der Columellar-Callusplatte und der Skulptur hin, die seiner Ansicht nach eine Aufteilung rechtfertigen. Die vier anatomisch genau bekannten rezenten Arten werden dadurch auf drei Gattungen verteilt. Wie Wenz & Zilch bemerken (1959/1960: 717), stellt diese Aufteilerei eine Spielerei dar. Reihenuntersuchungen müssten zeigen, ob den von Pfeffer angegebenen Merkmalen unter Umständen subgenerische Bedeutung zukommt.

4.231. *Cepaea* cfr. *silvana* (Klein 1853)

cfr. 1853 *Helix silvana;* in von Klein, Conchylien der Süsswasserkalkformation Württembergs: 205, Taf. V, Fig. 2.

[1] Vgl. Baker 1956*b*: 28.

Holotyp: von Klein legt keinen Holotyp fest; Aufbewahrungsort der Syntypen?
Locus typicus: Gebiet von Zwiefaltendorf–Mörsingen–Deutscher Hof–Andelfinger Berg.
Stratum typicum: «Süsswasserkalkformation» (Silvanaschichten, Tortonien; vgl. Wenz 1923: 678).

Fundorte und stratigraphische Stellung

a) Müserengraben (Krümpelgraben), Lage nicht genau bekannt; Koord.-Abschnitt LK 629.100–450/193.100–400; vgl. Kissling (1903: 55).
Exemplare Nrn.: Coll. Kissling MB, Nrn. RVB 365, 366; diese Gastropoden sind von Kissling nicht bestimmt worden.

b) Schwändigraben, rechter Seitenarm, ENE Buemersbuech (NE Zäziwil); Koord. LK 619.460/196.550.
Exemplar Nr.: Coll. Rutsch, Nr. RVB 367.

c) Länggrat (Niedermattgraben) bei Signau; Koord. LK 602.400/198.535/855.
Exemplare Nrn.: Coll. della Valle, Nrn. RVB 316–339.

d) Schwendeligraben, Niedermattgraben bei Signau, 850 m; Fundstelle nach Angabe von G. della Valle identisch mit c.
Exemplare Nrn.: Coll. Gerber MB, Nrn. RVB 482–490.

e) Neue Strasse Länggrat–Unterer Hundschüpfen, 1. Gabelung; Niedermattgraben bei Signau; Koord. LK 620.735/198.660/855.
Exemplare Nrn.: Coll. della Valle, Nrn. RVB 340–356.

Stratigraphische Stellung aller Fundorte: Obere Süsswassermolasse (?Tortonien; vgl. Liechti 1928: 31 und die Bemerkungen im Abschnitt 4.141.).

Beschreibung

Es handelt sich um verschieden deformierte, meist stark beschädigte Schalenexemplare. Die Beschreibung stützt sich auf verschiedene Individuen:

Gesamthöhe:	> 11 mm (RVB 356, ein relativ wenig verdrücktes Exemplar, dessen abapicaler Teil der Endwindung aber fehlt).
Max. Durchmesser:	22 mm (RVB 367, stark flachgedrückt, 17 mm bei RVB 356).
Form:	Rechtsgewunden, Apical- und Umbilicalseite nur wenig gewölbt.
Endwindung:	Allmählich an Breite zunehmend; Gesamthöhe > 12 mm (RVB 367); vor der Mündung etwas absteigend.
Nabel:	Ungenabelt.
Mündung:	Holostom; Peristom: ?kontinuierlich, zurückgebogen, aber nur wenig verdickt, relativ scharf auslaufend; basaler Lippenbereich bei keinem Exemplar sicher erkennbar; Columellarplatte an die Concha gedrückt; Induktura ? abgeblättert.
Spira:	4¼ (RVB 354) kaum gewölbte Windungen, durch vertiefte Nähte getrennt.
Apicalregion:	Protoconch nicht sicher vom Teleoconch abtrennbar.
Ornamentierung:	Bei einzelnen Exemplaren kann eine schwach ausgebildete fadenförmige (selten etwas gröbere) Radialskulptur beobachtet werden.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Vergleichsmaterial aus der Coll. Baumberger MBa:

Nrn. H 500/1–14, H 490/1–6 det. C.H. Jooss
H 493/1–3 det. W. Wenz
Cepaea silvana silvana Klein; Tortonien, Silvanaschichten (vgl. Wenz 1923: 678); Mörsingen bei Riedlingen SW Ulm.

Nrn. H 481, H 491
Cepaea silvana silvana Klein; Tortonien (?), Silvanaschichten; Sorvilier, Sandgrube La Cray (vgl. Baumberger 1927*b*: 158).

Ein Vergleich der untersuchten Individuen mit den Exemplaren von Mörsingen zeigt, dass eine Zugehörigkeit zur Art *C. silvana* möglich ist. Wegen der nicht beurteilbaren Ausbildung der Basallippe und der

Columellarplatte (vgl. Sandberger 1870–1875: 595; Maillard 1892: 36, Pfeffer 1929) ist die Zuweisung unsicher.

Da die Variationsbreite der *Cepaea*-Arten im allgemeinen gross ist (vgl. Wenz 1916: 171; F. A. Schilder & M. Schilder 1953: 15)[1], kommt es bei den oft geringen spezifischen Unterschieden zu Überschneidungen in der Ausbildung der wenigen typischen Merkmale. Jeder Bestimmung, die sich nicht auf sehr gut erhaltene Exemplare stützen kann, haftet grosse Unsicherheit an.

Der Leitwert der Art

Wenz (1923: 678) gibt eine vertikale Verbreitung der Art vom Helvétien bis (?) Pontien an. Das Auftreten von *Cepaea silvana* im Helvétien müsste neu überprüft werden.

4.232. *Cepaea* cfr. *rugulosa* (Zieten 1830)

cfr. 1830 *Helix rugulosa;* in von Zieten, C. H., Die Versteinerungen Württembergs: 38, Taf. XXIX, Fig. 5.

cfr. 1874 *Helix (Coryda) rugulosa;* in Sandberger, Die Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt: 381 (p. p.), Taf. XXI, Fig. 11, 11a.

Holotyp: Aufbewahrungsort?

Locus typicus: «Schwarzer Süsswasserkalk» von Niederstotzingen bei Ulm.

Stratum typicum: Süsswasserkalk der chattischen Unteren Rugulosaschichten (= Ramondischichten; vgl. Wenz 1914: 190; 1923: 663).

Fundort und stratigraphische Stellung

Dürrbachgraben, Koord. SA 600.830/180.610; Fundstelle Nr. BG/D/260662.

Exemplare Nrn.: Coll. Blau, Nrn. RVB 244–261.

Stratigraphische Stellung: Aquitanien, belegt mit der Säugerfauna dieser Fundstelle, vgl. I. 6.33. u. 34.

Beschreibung

Die vorliegenden Exemplare sind tektonisch stark verdrückt. Mündung und Nabelregion sind beim Vergleich verschiedener Exemplare einigermassen beurteilbar.

Beschreibung von RVB 247 (ergänzende Angaben von andern Exemplaren):

Gesamthöhe: 9.5 mm (RVB 246, relativ wenig gepresst).

Max. Breite: 12.9 mm (RVB 246; andere elliptisch verformte Exemplare zeigen Durchmesser bis zu 14 mm).

Form: Rechtsgewunden, bauchig-kegelförmig.

Endwindung: Gesamthöhe 7.8 mm; am abapicalen Ende wahrscheinlich leicht nach unten gebogen.

Umbilicalregion: Ungenabelt; Schrägleiste mit der freien Kante der Columellarplatte konvergierend.

Mündung: Holostom; extralabiale Depression um die ganze Mündung; Aussenlippe allmählich abaxial umbiegend, über den Rand der Endwindung (in seiner imaginären Fortsetzung) hinausreichend. Breite der Aussenlippe 1.2 mm, in abapicaler Richtung schmäler werdend.
Basallippe: im untersten Abschnitt der Endwindung anliegend (bei RVB 244 einen Wulst bildend); Nabel von der Columellarplatte bedeckt; eine Induktura ist ausgebildet. Ob das Peristom kontinuierlich ist, kann bei den vorliegenden Formen nicht entschieden werden, da die parietale Lippenregion immer beschädigt ist.

Spira: 3½ Windungen durch gekerbte Nähte getrennt, schwach bauchig, Form nicht sicher beurteilbar.

Ornamentierung: Prosoclin geneigte Radialrippen, die sich in Nebenrippen aufspalten; Abstände zwischen den Rippen ungefähr 0.2 mm (oft unregelmässig 0.1–0.3 mm); je nach Erhaltungszustand der Schale nur stellenweise erkennbar.

Apicalregion: Protoconch nicht sicher vom Teleoconch abtrennbar, wahrscheinlich aus 2 Windungen bestehend.

Diskussion der Spezieszugehörigkeit

Vergleichsmaterial: Das reiche Cepaeen-Material der Handsammlung Baumberger, MBa; vor allem stützt sich der Vergleich auf *Cepaea rugulosa* Zieten fa. *minor*, det. C. H. Jooss (Nrn. H 450/1–20) aus den Ulmer Schichten (Aquitanien, vgl. Wenz 1923: 663; 1916: 171) von Donaurieden bei Ehingen, Württemberg.

---

[1] Auch am Vergleichsmaterial von *C. silvana* kann die Variationsbreite abgeschätzt werden; es ist fraglich, ob die sehr kleinen Formen H 493/1–3 mit Recht zu dieser Art gestellt werden.

Die untersuchten Stücke sind kleiner als die durchschnittliche *C. rugulosa*, entsprechen aber sehr gut der *C. rugulosa* fa. *minor*. Da die fossilen Cepaeen eine grosse Variationsbreite zeigen, ist eine Zugehörigkeit zur Art *rugulosa* möglich. Untersuchungen an einem umfangreichen Material müssten die Variationsgrenzen dieser Art festlegen (vgl. Wenz 1916: 171).

Neben der Kleinheit dieser Formen erlaubt auch der schlechte Erhaltungszustand keine ganz sichere Zuweisung.

Der Leitwert der Art

Cepaea rugulosa tritt nach Wenz (1923: 663 bis 667) vom Rupélien bis ins Aquitanien auf.

4.233. *Cepaea* sp. indet.

1903 «*Helix silvana* Kissling» (non Klein 1853); in Kissling, Die Schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss: 65.

Fundorte und stratigraphische Stellung

a) Sanergraben (oft auch als Sauergraben oder Surgraben bezeichnet), Churzenei; Fundstelle nicht genau bekannt, Koord.-Abschnitt LK 628.620–629.050/206.500–207.700; vgl. Kissling 1903: 64.
Exemplare Nrn.: Coll. Kissling MB, Nrn. 432–460, 516–518.

b) Buechacker (= Buacker), zwischen Rüegsau und Affoltern, genaue Lage nicht bekannt, Koord.-Abschnitt LK 620.700–900/211.000–150; vgl. B. Studer 1825: 295.
Exemplare Nrn.: Coll. Studer, MB, Nrn. RVB 357–363,

c) Alp Ober Ahorn, N des Hornbachgrabens, genaue Fundstelle nicht bekannt, Gebiet um Pkt. LK 632.800/210.780, vgl. Kissling 1903: 63.
Exemplare Nrn.: Coll. Kissling, MB, Nrn. RVB 461–479.

Stratigraphische Stellung der Fundorte: (Obere Süsswassermolasse [? Tortonien]).

Beschreibung und Diskussion einer Zuweisung

Der schlechte Erhaltungszustand einzelner Formen und die offenbar grosse Variationsbreite lassen die Frage, ob es sich nur um eine Art handelt, nicht entscheiden. Die beobachtbaren Merkmale überschreiten den bei *C. silvana* beschriebenen Kreis nicht.

RVB 357–363 von Buechacker: Steinkerne mit einzelnen dünnen Schalenrudimenten, Mündung bei keinem Exemplar erhalten, Umbilicus nicht sicher beurteilbar; max. Durchmesser an den elliptisch verformten Exemplaren 27 mm, max. Höhe 13 mm. Eine Zuweisung zu *Cepaea silvana* ist möglich, der schlechte Erhaltungszustand erlaubt aber keine Entscheidung (Vergleichsmaterial s. oben).

Bei den Gastropoden von der Alp Ober Ahorn handelt es sich um Schalenexemplare, Nabel und Mündung sind bei einzelnen teilweise erhalten.

Für einzelne Exemplare, z. B. RVB 464, ist eine Zuweisung zu *C. silvana*, wie sie Kissling (1903: 65) annimmt, denkbar; sie lässt sich aber nicht beweisen, da die Exemplare nicht alle wesentlichen charakteristischen Merkmale deutlich zeigen.

Nach Boettger & Wenz (1921: 45) gehören neben *C. silvana* auch *C. bohemica* (Boettger)[1] und *C. kinkelini* Boettger[2] zum gleichen Kreis. Wie die Vergleichsexemplare[3] aus der Handsammlung Baumberger, MBa, zeigen, lassen sich schlecht erhaltene Exemplare dieser Arten nicht voneinander trennen (vgl. Boettger 1884; Wenz 1918: 60, der besonders auf die Ähnlichkeit von *C. bohemica* und *C. kinkelini* hinweist).

Eine spezifische Zuweisung ist daher, trotz des relativ guten Erhaltungszustandes einzelner Exemplare, nicht möglich.

[1] *Cepaea bohemica;* Boettger (1884: 262) legt keinen Holotyp fest, Aufbewahrungsort der Syntypen?
Stratum typicum: Corbicula-Tone (= Landschneckenmergel, Tortonien; Wenz 1923: 630).
Locus typicus: Niederrad bei Frankfurt.

[2] *Cepaea kinkelini;* Boettger (1870: 290) legt keinen Holotyp fest; Aufbewahrungsort der Syntypen?
Stratum typicum: Landschneckenkalk (Burdigalien nach Wenz 1923: 610).
Locus typicus: Tuchořic, Kolosoruk, Grosslipen (Böhmen).

[3] Nrn. H 370/1–15; *C. bohemica*, det. C. H. Jooss, Burdigalien, Tuchořic.
Nr. H 414; *C. kinkelini*, det. C. H. Jooss. Landschneckenmergel, Tortonien; Frankfurt.

Bei den Formen vom Sanergraben (RVB 432–460, 516–518) fragt es sich, ob sie überhaupt in die Reihe von *C. silvana* gehören. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes ist auch die generische Zuweisung nicht ganz sicher.

4.234. *Cepaea* ? sp.indet.

1892 «*Helix eckingensis* Maillard» (non Sandberger 1874); in Maillard, Monographie des Mollusques Tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse: 35.

1903 «*Helix inflexa* Kissling» (non Klein 1846); in Kissling, Die Schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss: 60.

1903 *Helix* sp.; in Kissling, Die Schweiz. Molassekohlen westlich der Reuss: 63.

1932 «*Cepaea rugulosa* Gerber» (non Zieten 1830); in Gerber, Zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse von Rüschegg: 75.

1947 «*Cepaea rugulosa* Baumberger» (non Zieten 1830); in Rutsch, Molasse und Quartär im Gebiete des Siegfriedblattes Rüeggisberg: 11.

1950 «*Cepaea silvana* Gerber» (non Klein 1853); in Gerber, Erläuterungen zum Geol. Atlasblatt 1:25000: Fraubrunnen–Burgdorf: 46.

Fundorte und stratigraphische Stellung

Oligocaene (inkl. aquitane) Molasse:

a) Wyssenbachgraben bei Riggisberg (Fundstelle Nr. BG/Wy 020762), Koord. SA 599.180/179.580.
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, Nrn. RVB 161, 162.
Stratigraphische Stellung: Mittleres bis oberes Aquitanien, ca. 30 m stratigraphisch über der Säugerfundstelle Seligraben (vgl. I. 6.33.).

b) Seligraben bei Riggisberg (Fundstelle Nr. BGSG 2 080762), Koord. SA 599.635/179.860.
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, Nrn. RVB 133–160.
Stratigraphische Stellung: Mittleres bis oberes Aquitanien, vgl. I. 6.33. u. 34.

c) Weg von Oberplötsch nach Plötschweid, Koord. SA 602.350/181.925 (siehe Rutsch 1947: 11; Beck & Rutsch 1958: 28; Tercier & Bieri 1961, geben die Fossilfundstelle nicht an).
Exemplar Nr.: Coll. Rutsch, Nr. RVB 163.
Stratigraphische Stellung: Aquitanien, ca. 190 m stratigraphisch unter der mittel- bis oberaquitanen Säugerfundstelle Seligraben (vgl. I. 6.33. u. 34.).

d) Hügel bei Burgistein, keine näheren Angaben (vgl. Studer 1853, 2: 422; Gerber 1932: 75).
Exemplare Nrn.: Coll. MB, Nrn. RVB 225–227.
Stratigraphische Stellung: Aquitanien der Seftigschwand-Schuppe (vgl. I. 6.33. u. 34.).

e) Öligraben, am rechten Ufer, ca. 4.5 m über Bachniveau (siehe Öligrabenprofil, Schicht Nr. OP 3/4); Koord. 604.410/179.985 (vgl. I. 6.21., 23.).
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, Nrn. RVB 228–243.
Stratigraphische Stellung: Oberstampien, ca. 6 m stratigraphisch über der oberstampischen Säugerfundstelle OP 3/0.

f) Lauenengraben am Grüsisberg bei Thun, genauer Fundort nicht bekannt, vgl. Studer (1853, 2: 423); von Fischer-Ooster (1956: 77); Kissling (1903: 41); Gerber (1925: 38).
Exemplare Nrn.: Coll. von Fischer-Ooster und H. Ooster, MB, Nrn. RVB 262–270; 280–293.
Stratigraphische Stellung: ?Chattien bis ?Aquitanien, vgl. Beck & Gerber (1925), die 2 Fossilfundstellen im Lauenengraben (Kratzbach) angeben, die nie beschrieben worden sind.

Miocaene Molasse:

g) Schwändigraben, rechter Seitenarm, ENE Buemersbuech (NE Zäziwil), Koord. 619.460/196.550.
Exemplare Nrn.: Coll. Rutsch, Nrn. RVB 294–299.

h) Länggrat bei Signau, Koord. 620.400/198.535.
Exemplare Nrn.: Coll. della Valle, Nrn. RVB 300, 301.

i) Neue Strasse Länggrat–Unterer Hundschüpfen, 1. Gabelung, bei Signau; Koord. 620.735/198.660.
Exemplar Nr.: Coll. della Valle, Nr. RVB 302.

k) Neue Strasse Länggrat–Unterer Hundschüpfen, 2. Gabelung, bei Signau; Koord. 620.525/198.635.
Exemplare Nrn.: Coll. della Valle, Nrn. RVB 303, 304.

l) Flederbachgraben (Goolgraben), genauer Fundort nicht bekannt; Koord.-Abschnitt LK 627.25 bis 628.00/200.65–200.70.
Exemplare Nrn.: Coll. Kissling MB, Nrn. RVB 305–308.

m) Kohlerengraben (Ob. Frittenbachgraben); Fundstelle nicht genau bekannt; Koord.-Abschnitt LK 626.300–626.900/200.750–201.050; vgl. Kissling (1903: 59).
Exemplare Nrn.: Coll. Kissling, MB, Nrn. RVB 514, 515.

n) Hof Geinisberg (LK: Ginsberg) N Lützelflüh, Koord. SA 618.95/206.95; siehe Gerber 1950*a*: 46; 1950*b*. Exemplare Nrn.: Coll. Gerber, MB, Nrn. RVB 309–313.

Stratigraphische Stellung der Fundstellen *g)* bis *n)*: Obere Süsswassermolasse (?Tortonien), vgl. Geol. Generalkarte (1942), 1:200000, Blatt Basel–Bern; Gerber (1950*b*).

o) Weg von Fuhrenschwand nach der Lushütte, hinten im Hornbachgraben, Lage nicht genau bekannt, Koord.-Abschnitt LK 634.13–634.40/206.60–207.00; vgl. Kissling (1903: 63).
Exemplare Nrn.: Coll. Kissling MB, Nrn. RVB 314, 315.

Stratigraphische Stellung der Fundstelle *o)*: Obere Süsswassermolasse, wahrscheinlich Tortonien, vgl. Geol. Generalkarte (1942), 1:200000, Blatt Basel–Bern.

Beschreibung

Es handelt sich um mehr oder weniger deformierte Formen, deren Schalen z. T. erhalten sind. Die Umbilicalregion ist bei keinem Exemplar vollständig erhalten. Die Mündung fehlt meist ganz, bei einzelnen Individuen sind Teile des Mundrandes erhalten.

Dimensionen:	Durchmesser bis 22 mm, je nach Grad der Verformung, max. Höhe 8 mm.
Form:	Rechtsgewunden, offenbar etwas gedrückte kegelförmige Gestalt, ungenabelt.
Spira:	3¼ bis 4 Windungen.
Endwindung:	Soweit beurteilbar gegen die Mündung zu etwas absteigend.
Mündung:	Aussenlippe in abaxialer Richtung leicht gebogen (z. B. RVB 300); RVB 156 zeigt eine deutliche extralabiale Depression.
Ornamentierung:	Einzelne Exemplare zeigen unregelmässig ausgebildete, bei einigen Formen gegen die Mündung etwas stärker werdende, prosoclin geneigte Radialrippen und z. T. feinere Nebenrippen (bei RVB 146 sind die Rippen bedeutend stärker ausgebildet). Die Ornamentierung ist bei allen Exemplaren schlecht erhalten. Die besser erhaltenen Individuen zeigen auf der hell bis dunkelbräunlichen Schale undeutlich sichtbare, dunklere Farbbänder.
Protoconch:	1¾ bis 2 Windungen, ohne Ornamentierung, nur bei den Formen mit erkennbaren Radialrippen vom Teleoconch abtrennbar.

Diskussion der generischen Zugehörigkeit

Auf Grund des Vergleiches mit dem reichen Cepaeenmaterial der Handsammlung Baumberger, MBa, und der von Wenz & Zilch angeführten Gattungsmerkmale ist eine Zuweisung zur Gattung *Cepaea* möglich. Der schlechte Erhaltungszustand einzelner Formen, die nicht beurteilbare Umbilicalregion bei allen Exemplaren, lässt aber keine sichere generische Zuweisung zu (vgl. Pfeffer 1929).

4.24. Paläoökologische Hinweise

Wenz (1916: 26) weist darauf hin, dass *Cepaea rugulosa* in ihren Lebensansprüchen offenbar wenig wählerisch ist.

Nach Frömming (1954: 308, 309, 315, 339; vgl. auch Wenz in Ramseyer 1952: 192) leben die rezenten Arten von *Cepaea* mit Vorliebe in lichtem Gebüsch, z. T. in lichten Wäldern unter Laub, an Geröllen und Felswänden; eine gewisse Luftfeuchtigkeit scheint Lebensbedingung zu sein.

4.3. HELICIDAE gen. indet.

4.31. HELICIDAE gen. indet.

(es werden hier nur die Funde aus dem östlichen Gurnigelgebiet und dem Lauenengraben erwähnt)

1892 «*Helix olla* Maillard» (non Serres 1829); in Maillard, Monographie des mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse: 23, Taf. II, Fig. 8b, d.

1925 «*Helix* cf. *silvana* Gerber» (non Klein 1853); in Gerber, Geologie des Gurnigels: 36.

1925 *Helix* sp.; in Gerber, Geologie des Gurnigels: 38.

1947 *Helicidae* gen. indet.; in Rutsch, Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg: 11.

Fundorte und stratigraphische Stellung

a) Öligraben, im Bachbett; Koord. 604.420/179.990; Fundstelle OP 3/0 (vgl. I. 6.23.).
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, Nrn. RVB 181–210.

b) Öligraben, rechte Seite, im Profil im mittleren Teil des Grabens, in ca. 700 m Höhe, südlich Rohrmoos in einer dunkel gefärbten Mergelschicht (? ident. OP 3/0 oder OP 3/4; vgl. I. 6.23.), siehe Gerber (1925: 36).
Exemplare Nrn.: Coll. Gerber MB, Nrn. RVB 211–216.

c) Öligraben, 29 m W der Brücke bei der Kirche, keine genauere Angabe (vgl. I. 6.23.).
Exemplare Nrn.: Coll. Förster Zimmermann MBa, Nrn. H 12943/1–5.

d) Biberzengraben, am rechten Ufer des Baches (bi 2b; vgl. I. 6.23.), Koord. 602.780/179.710.
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, Nrn. RVB 177–180.

Stratigraphische Stellung der Fundstellen *a)* bis *d)*: Stampien, *a)* und *b)* bei der durch Säuger datierten oberstampischen Fundstelle OP 3/0 (vgl. I. 6.23.), *c)* ca. 150 m über, *d)* ca. 400 m stratigraphisch unter dieser Fundstelle.

e) Fuchsegg, Koord. 603.655/178.715 (st 12 α u; vgl. I. 6.23.).
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, Nrn. RVB 164–166.

f) N-Abhang der Fuchsegg bei Wattenwil, Bachrunse in 870 m ü. M. (siehe Gerber 1925: 37, Beck & Gerber 1925); Fundstelle wahrscheinlich identisch mit st 12 α u.
Exemplare Nrn.: Coll. Gerber MB, Nrn. RVB 167–172, 174–176.

Stratigraphische Stellung der Fundorte *e)* und *f)*: ?Aquitanien der Fuchsegg-Schuppe, ca. 400 m (eine ungestörte Abfolge vorausgesetzt) stratigraphisch über der säugetierpaläontologisch datierten, oberstampischen Fundstelle Öligraben (vgl. I. 6.23. und 24.).

g) Eisgraben, Waldweg zwischen Sonnhaldenwald und Eisgraben westlich Oberweid, Schicht Nr. 8, vgl. Profilaufnahme Rutsch (1947: 11); BG/E 250662; Koord. SA 601.235/181.710 (vgl. Tercier & Bieri 1961, die die Fossilfundstelle nicht angeben).
Exemplare Nrn.: Coll. Blau, Nrn. 218–224.

h) Eisgraben, Waldweg zwischen Sonnhaldenwald und Eisgraben, in ca. 920 m; vgl. Rutsch (1947: 11).
Exemplar Nr.: Coll. Rutsch, Nr. RVB 217.

Stratigraphische Stellung der Fundorte *g)* und *h)*: ?Aquitanien ca. 580 m, eine ungestörte Abfolge vorausgesetzt, stratigraphisch unter der säugetierpaläontologisch datierten aquitanen Fundstelle Seligraben, Seftigschwand-Schuppe (vgl. I. 6.33. und 34.).

i) Lauenengraben am Grüsisberg bei Thun, genauer Fundort nicht bekannt (siehe Studer 1853, 2: 423; von Fischer-Ooster 1856: 77; Maillard 1893: 24; Kissling 1903: 40).
Exemplar Nr.: Coll. von Fischer-Ooster MB, Nr. RVB 271.

Stratigraphische Stellung des Fundortes *i)*: ?Chattien bis ?Aquitanien (vgl. Beck & Gerber 1925).

Beschreibung

Es handelt sich bei den vorliegenden Fossilien um tektonisch stark zerdrückte Exemplare, deren Schalen nur unvollständig erhalten sind. Mündung und Nabelregion können bei keinem Exemplar beobachtet werden. RVB 271 vom Lauenengraben wird von Maillard (1893: 24) eingehend beschrieben.

Durchmesser:	Max. Durchmesser der elliptisch verformten, im allgemeinen flachgedrückten Exemplare: 13 bis 14 mm (RVB 167, 169, 218).
Spira:	Rechtsgewunden, aus mehr als 3 ½ Windungen bestehend.
Ornamentierung:	Einzelne Exemplare zeigen mehr oder weniger kräftig ausgebildete prosoclin geneigte Anwachsstreifen; bei vielen Exemplaren ist auf der hell- bis dunkelbraunen Schale eine deutliche dunklere Bänderung erkennbar.
Apicalregion:	Der Protoconch lässt sich bei den Formen ohne Anwachsstreifen (Fehlen? primär oder sekundär) nicht, bei den übrigen nur schlecht vom Teleoconch trennen.

Diskussion der Zugehörigkeit

Das Fehlen der Mündung, der schlechte Erhaltungszustand sowie die Verformung, die es nicht gestattet, die Nabelregion zu beurteilen, verunmöglichen eine sichere generische Zuweisung. Wahrscheinlich sind im vorliegenden Material mehrere Genera vertreten.

4.32. HELICIDAE ? gen. indet.

Es wird hier nur kurz auf Formen verwiesen, die beschrieben worden sind, deren Bestimmungen aber nicht haltbar sind.

4.321. 1892 «*Helix (Galactochilus) pomiformis* Maillard» (non Braun 1843); in Maillard, Monographie des mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles: 31; Taf. III, Fig. 3; vgl. Studer (1853, 2: 423).
Fundort: Lauenengraben am Grüsisberg bei Thun, genauer Fundort nicht bekannt. Vgl.: Studer 1853, 2: 423; von Fischer-Ooster 1856: 77, Kissling 1903: 40; Beck & Gerber 1925.
Exemplare Nrn.: Coll. H. Ooster MB, Nrn. RVB 272–274, Maillard erwähnt 4 Ex., es sind aber im MB nur noch drei vorhanden.

Stratigraphische Stellung: ?Chattien bis ?Aquitanien (vgl. Beck & Gerber 1925).

Es handelt sich um verschieden, aber immer stark deformierte Steinkerne. Der Erhaltungszustand erlaubt keine sichere generische Zuweisung: die Zugehörigkeit zur Familie ist unsicher. Beschreibung: s. Maillard (1892: 32).

4.322. 1903 «*Helix inflexa* Kissling» (non Zieten 1830); in Kissling, Die Schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss: 52.
Fundort: Wildeneygraben, linke Seite, hinter dem Wildeneybad; Koord. LK 618.880/191.730.
Exemplare Nrn.: Coll. Kissling MB, Nrn. RVB 275–279.

Stratigraphische Stellung: Helvétien (vgl. Beck & Rutsch 1949).

Bei den tektonisch stark zerdrückten Exemplaren ist teilweise die Schale erhalten: die Mündung fehlt, die Nabelregion ist nicht präparierbar oder stark zerdrückt.

Wahrscheinlich sind verschiedene Genera vertreten. Eine sichere generische Zuweisung ist für kein Exemplar möglich; die Zugehörigkeit zur Familie ist fraglich.

4.323. 1903 «*Helix leymeriana* Kissling» (non Noulet 1854); in Kissling, Die Schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss: 59.
Fundort: Kohlerengraben (Ob. Frittenbachgraben); genaue Lage nicht bekannt, siehe Kissling 1903: 59; Koord.-Abschnitt 626.30–626.90/200.75–201.05.
Exemplare Nrn.: Coll. Kissling MB, Nrn. RVB 368–373.

Stratigraphische Stellung: Obere Süsswassermolasse (?Tortonien).

Es handelt sich um Bruchstücke von Gastropoden, welche die für eine sichere Zuweisung nötigen Charakteristika nicht zeigen.

Zusammenfassung

Das untersuchte Gebiet liegt im oberen Gürbetal (Kt. Bern), W von Thun (vgl. Fig. 1).

Bisherige Untersuchungen

Bereits gegen Ende des 17. Jahrhunderts und vermehrt im 18. Jahrhundert wird in der Literatur das östliche Gurnigelgebiet erwähnt. Das einst berühmte Gurnigelbad und das viel besuchte Blumensteinbad sind in zahlreichen Publikationen beschrieben worden.

Verschiedene Autoren des 18. Jahrhunderts haben sich bereits auch mit den immer neu auftretenden Rutschungen im Flyschgebiet am Oberlauf der Gürbe und ihren Nebenbächen befasst. Verbauungen, Entwässerungen und forsttechnische Massnahmen konnten bis heute nicht verhindern, dass die Flyschmergel sich in dem stark durchnässten Gebiet dauernd bewegen, die Wasserläufe zuschütten und die Verbauungen zerstören.

Die ersten ausführlichen geologischen Beschreibungen des Gurnigelgebietes finden wir im 19. Jahrhundert in den Arbeiten von B. Studer, L. Rütimeyer, C. Brunner, C. von Fischer-Ooster, V. Gilliéron, E. Renevier u. a. Diesen Autoren sind folgende Erkenntnisse zu verdanken:

Das Gurnigelgebiet baut sich aus 3 lithologisch gut trennbaren Elementen auf: An der Basis findet sich eine mächtige Abfolge von Sedimenten, die der Unteren Süsswassermolasse angehören. Darüber liegen die steil gegen die Alpen einfallenden «Rallig-Schichten i. w. S.», die einige der Autoren ohne paläontologische Belege als litho- und chronostratigraphische Äquivalente der ältesten marinen Molasse (z. B. Rallig-Schichten von Ralligen) auffassen, andere dagegen dem Flysch zuweisen.

Der darüber folgende, unter die höhern tektonischen Elemente der Alpen einfallende, obereocaene Gurnigelsandstein mit mesozoischen Schichtpaketen und exotischen Blöcken ist eine der typischen Flyschbildungen, wie sie längs des westlichen Teiles der Alpen in gleicher Stellung auftreten.

Im 20. Jahrhundert führte eine Reihe wichtiger Erkenntnisse zu einem abgerundeteren Bild:

Die Arbeiten, die sich mit einzelnen Abschnitten der Gurnigelflyschmasse befassen (P. Beck, J. Boussac, A. Buxtorf, E. Gerber, H. Guillaume, W. Leupold, H. Schardt, J. Tercier u. a.), zeigen, dass unter dem eigentlichen Gurnigelflysch ein Wildflysch mit eingelagerten mesozoischen Schürflingen und exotischen Blöcken liegt. Der Wildflysch muss stratigraphisch dem Maestrichtien bis Priabonien, der eigentliche Gurnigelflysch dem Paleocaen bis Lutétien (Fauna s. Tab. 1) zugewiesen werden.

Wildflysch und Gurnigelflysch sind lokal durch eine tektonische Grenze getrennt, es können aber Übergänge der beiden Faziesbereiche beobachtet werden. Tektonisch sind beide Flyschablagerungen dem Ultrahelvetikum zuzuordnen.

Die «Rallig-Schichten i. w. S.» werden von E. Gerber ohne paläontologische Belege auf Grund von lithofaziellen Vergleichen mit den Ablagerungen von Ralligen korreliert und dem Rupélien zugewiesen; sie fallen konkordant mit der liegenden Unteren Süsswassermolasse unter die Alpen ein. Obwohl Gerber damit aussagt, dass die ältern Rallig-Schichten auf den jüngern Molasseablagerungen liegen, nimmt er eine normalstratigraphische Abfolge der beiden Elemente an.

Die 3600 m mächtige subalpine Molasse südlich der mittelländischen miocaenen Molasse wird von Gerber erstmals paläontologisch datiert: die Funde terrestrischer Gastropoden an der Fuchsegg weisen auf ein mittel- bis oberstampisches Alter. Die unter der Fuchsegg liegende, ca. 3000 m mächtige Sedimentabfolge wird von Gerber nicht gegliedert; Beck dagegen weist darauf hin, dass der östlich des Aaretals nachgewiesene Schuppenbau sich wahrscheinlich auch ins Gurnigelgebiet hinüberzieht.

Die neuen Erkenntnisse (vgl. Tab. 1)

1. Ultrahelvetische Flyschelemente

Die ultrahelvetischen Flyschelemente im Gurnigelgebiet bilden den östlichsten Teil der sich unter den Préalpes médianes vom Thunersee bis an den Genfersee erstreckenden Préalpes externes.

Östlich der Gürbe, im Hügelland zwischen Gürbe und Aare finden sich bei Uebeschi zwei Aufschlüsse, die wegen der lithologischen Ähnlichkeit ihrer Gesteine und der Fauna (*Discocyclina* cfr. *seunesi* Douvillé, nicht näher bestimmbare Nummuliten) sehr wahrscheinlich als östlichste Ausläufer ebenfalls dem Gurnigelflysch zugewiesen werden müssen.

Die ultrahelvetische Flyschzone östlich des Gurnigels (Gurnigelflysch und Wildflysch) ist neu kartiert worden, doch sind die Untersuchungen nicht über das eigentliche Arbeitsgebiet hinaus ausgedehnt worden. Die auf Tab. 1 angegebene tektonische und chronostratigraphische Zuweisung ist den Arbeiten von J. Tercier (1928*a*, *b*), Tercier et al. (1946), H. Guillaume (1957) und H. Schaub (1951) entnommen worden.

2. Subalpiner Randflysch

Die von einzelnen Autoren als Molasse- von andern als Flyschablagerungen aufgefassten Schichten, die zwischen der subalpinen Molasse und dem Gurnigelflysch mit 42°/149° (Mittelwerte) einfallen, sind eingehend untersucht worden.

Ausgehend von der letzten Bearbeitung (Gerber 1925), die diese «Rallig-Schichten i. w. S.» ohne paläontologische Belege dem Rupélien zuweist (s. oben), galt es, Beweise für eine chronostratigraphische Zuordnung dieser Sedimente zu finden und die Art des Kontaktes mit der liegenden subalpinen Molasse klarzustellen. Lithologisch ähnliche Sedimente finden sich in der unmittelbar westlichen Fortsetzung an der N-Flanke des Gurnigels nicht mehr, da der ultrahelvetische Flysch weiter nach N greift; erst in der Gegend von Bulle-Châtel-St-Denis–Cucloz treten die typischen Gesteine des subalpinen Randflysches wieder auf (vgl. Mornod 1949, Corminbœuf 1959). In der östlichen Fortsetzung, im Gebiet zwischen Gürbe und Aare, sind keine vergleichbaren Ablagerungen gefunden worden, bei Ralligen am Thunersee müssen die Verhältnisse neu untersucht werden (vgl. Diss. F. Scherer, Univ. Bern).

Lithologisch setzt sich diese Sedimentfolge im Gurnigelgebiet aus Mergeln, Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen zusammen (Sammelbegriff: Jordisbodenmergel; Typlokalität: Jordibruch; Stratotyp: Jordibruch-Profil), die wechsellagern mit mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen mit einzelnen Geröllen, Mikrobrekzien und vereinzelten Brekzien (Sammelbegriff: Goldeggsandsteine; Typlokalität: Goldegg; Stratotyp wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht festgelegt).

Die paläontologischen und sedimentpetrographischen Untersuchungen führten zu folgenden Erkenntnissen:

a) Aus den mergeligen Lagen der Jordisbodenmergel konnte eine fast ausschliesslich aus schlecht erhaltenen pelagischen und wenigen benthonischen Foraminiferen bestehende Mikrofauna isoliert werden. Sie zeigt, dass diese Sedimente chronostratigraphisch dem Lattorfien bis (?) Rupélien zuzuweisen sind.

Tektonische Zugehörigkeit	ULTRAHELVETIKUM		HELVETIKUM	MOLASSE	
	PRÉALPES EXTERNES		SANDSTEIN-DACHSCHIEFER-KOMPLEX	SUBALPINE MOLASSE	
Tekt. Element	GURNIGELFLYSCH	WILDFLYSCH	SUBALPINER RANDFLYSCH	FUCHSEGG - SCHUPPE	SEFTIGSCHWAND - SCH.
Lithologischer Aufbau	Mergel, Sandsteine, Brekzien, untergeordnet Kalke	Mergel mit mesozoischen Schürflingen	JORDISBODEN-MERGEL: Mergel, Siltsteine, feinkörnige Sandsteine GOLDEGG-SANDSTEINE: fein-grobkörnige Sandsteine, Mikrobrekzien und Brekzien, mit vulkanischen Komponenten (=Grès du Val d'Illiez VUAGNAT 1952)	LIENEGG-FORMATION: Mergel, Sandsteine, Nagelfluh mit 95% Sandstein-Komponenten OELIGRABEN-FORMATION: Mergel, Sandsteine, polymikte Nagelfluh	STUDWEID-FORMATION: Mergel, Sandsteine, untergeordnet Nagelfluh, Süsswasser-Kalke, Kohleschmitzen
Mittlere Schichtlage, n=normal liegend	40°/150° wenige Messungen	?	42°/149°, Verfältelungen ; n	37°/150° ; n	38°/150° ; n
Ung. Mächtigkeit in m	?	?60 - 140	1300 ? aus mehreren Schuppen bestehend	1400	2200
Chrono-stratigraphisch wichtige Fossilien	Nummulites distans N. millecaput, N. striatus, N. uroniensis Assilina exponens Discocyclina cfr. seunesi kleine Operculinen (SCHAUB 1951, TERCIER 1928a, TERCIER et al. 1946)	Baculogypsina meneghinii var Heterostegina helvetica Fabiania cubensis Discocyclina nummulitica D. sella, D. varians Asterocyclina furcata, A. pentagonalis, A. stella, A. stellata Globorotalia centralis Globigerinoides index Cibicides cfr. grimsdalei Cyclammina grangei Clavulinoides alpina Siderolites sp Globotruncana (G.) citae, G. conica, G. gansseri, G. lapparenti tricar., G. leupoldi, G. stuarti (GUILLAUME 1957)	Bulimina sculptilis CUSHM. Bolivina beyrichi REUSS Globigerina cfr. ampliapertura BOLLI Globigerina officinalis SUBBOTINA Globorotalia opima nana BOLLI	Issiodoromys terminus STEHLIN	Dimyloides stehlini HUERZ. Pseudotheridomys parvulus SCHLOSSER Plesiosminthus myarion SCHAUB Sciuride Rhodanomys schlosseri DEPÉRET
Faziell wichtige Fossilien			Halkyardia minima Angulogerina cfr. oligocaenica Pteropoda	Charaoogonien Blätter von Angiospermae ? Unioniden Pomatias sp. Triptychia (Tr.) cfr. antiqua Helicidae	Charaoogonien Blätter von Angiospermae Planorbinae Triptychia (Tr.) sp. Cepaea cfr. rugulosa Helicidae
Chrono-stratigraphische Zuweisung	Paleocaen - Lutétien (TERCIER 1928a, TERCIER et al. 1946)	Maestrichtien - Priabonien (GUILLAUME 1957)	Lattorfien - ?Rupélien	Ob. Stampien (-?Aquitanien)	(?Ob. Stampien-) Aquitanien

Tab. 1: Der geologische Aufbau des östlichen Gurnigelgebietes

In den immer nur sehr wenig mächtigen mergeligen Einschaltungen der Goldeggsandsteine treten Foraminiferen nur vereinzelt auf; sie sind so schlecht erhalten, dass eine Bestimmung unmöglich ist.

b) Die mikroskopische Untersuchung der Goldeggsandsteine ergab, dass diese wegen ihres Gehaltes an vulkanischen Komponenten (vor allem Albit-Chlorit-Diabase und Albit-Chlorit-Spilite) der Gruppe der Grès du Val d'Illiez (Typus I, selten Typus II) Vuagnat 1952 zuzuweisen sind.

Die schlechten Aufschlussverhältnisse gestatten es nicht, über die Beziehungen zwischen Jordisbodenmergeln und den (?) horizontbeständigen Goldeggsandsteinen etwas auszusagen; ebensowenig kann gesagt werden, ob der subalpine Randflysch aus mehreren aufeinandergestapelten Schuppen oder aus einer einzigen mächtigen normalstratigraphischen Abfolge aufgebaut ist.

Sedimentogene Strukturen zeigen, dass, soweit die Aufschlussverhältnisse überhaupt Beobachtungen gestatten, die Sedimente normal liegen. Ein (?) Schürfling (obermitteleocaene Mergel; Alter belegt mit reicher Foraminiferenfauna) mitten in diesem Sedimentstoss weist auf einen Schuppenbau hin, der sich aber weder mit den durchgeführten feldgeologischen noch mit den sedimentpetrographischen und paläontologischen Untersuchungen beweisen lässt.

Auf Grund der chronostratigraphischen Zuweisung, der tektonischen Stellung, dem Auftreten der für die jüngern Teile des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes (vgl. Lex. strat. intern. I, 7c) typischen Grès du Val d'Illiez und wegen einigen sedimentogenen Strukturen scheint es berechtigt, diese Sedimente zwischen subalpiner Molasse und ultrahelvetischem Flysch als subalpine Abkömmlinge des jüngsten helvetischen, allerdings atypischen Flysches (Sandstein-Dachschiefer-Komplex, s. oben) aufzufassen.

Faziell unterscheiden sich die Sedimente durch ihre rein marinen Faunen deutlich von der Molasse; Brackwasser- oder fluviatile Einflüsse konnten nicht nachgewiesen werden. Die Sedimente dürfen aber nur mit Vorbehalt dem Flysch zugewiesen werden: makroskopisch erkennbare Gradierungen sind nur an einer Stelle beobachtet worden, Bodenmarken sind selten, es treten nur kleine Strömungsschichtungen auf; ob es sich bei den in den Faunen vereinzelt auftretenden benthonischen Foraminiferen um umgelagerte Elemente handelt, wie sie für Flyschablagerungen typisch sind, konnte nicht nachgewiesen werden; über die Tiefe des Sedimentationsbeckens wissen wir nichts Sicheres.

3. Molasse

Ausgehend von den Angaben Gerbers, der die 3600 m mächtige subalpine Molasse zwischen der Giebelegg-Schuppe mit ihren miocaenen Schichten und dem subalpinen Randflysch als tektonische Einheit auffasste, galt es zu prüfen, ob dieser Sedimentstoss aus einer einzigen Abfolge besteht. Die Bestimmung der für die chronostratigraphische Eingliederung der Sedimente ins Chattien wichtigen terrestrischen Gastropoden – Gerber gibt unter anderem miocaene Leitformen an – musste zudem revidiert werden. Gewisse Anhaltspunkte lieferten die Arbeiten von P. Beck, der östlich des Aaretals eine Verschuppung der subalpinen Molasse nachweisen konnte, die er hypothetisch auch für das Gurnigelgebiet annimmt.

Photogeologische Untersuchungen gestützt durch die paläontologischen Ergebnisse haben gezeigt, dass die mächtige Molasseserie zwischen mittelländischer Molasse und subalpinem Randflysch aus zwei Schuppen besteht.

Im Süden finden wir die aus zwei Formationen (Öligraben-Formation; Typlokalität Öligraben, Stratotyp Öligraben-Profil 2–2a; Lienegg-Formation, Typlokalität Lienegg, Stratotyp Schobersegg-Profil) aufgebaute *Fuchsegg-Schuppe*.

Mergel, Sandsteine und z. T. polymikte Nagelfluh sind aufgeschlossen. Lateral wechselt die Sedimentationsfolge sehr rasch. Die Sedimente sind wahrscheinlich auf Hochwasserebenen, ähnlich wie sie aus dem Mississippi-Gebiet beschrieben worden sind, abgelagert worden. Die Lienegg-Nagelfluh, mit ihren einen grossen mittleren Durchmesser zeigenden, gut gerundeten Komponenten (95% Sandsteine), wird als westlicher Ausläufer des noch nicht näher untersuchten Blumen-Schuttfächers gedeutet.

Zahlreiche Kreuzschichtungen und Erosionsdiskordanzen beweisen, dass die Sedimente normal liegen. Die feldgeologischen und photogeologischen Untersuchungen haben keine Anhaltspunkte für eine weitere Verschuppung dieser 1400 m mächtigen Abfolge ergeben.

Die Fauna, vor allem Gastropoden, Pflanzen und einige Säugerreste, zeigt, dass temporär Festland und Süsswasserseen vorhanden waren.

Chronostratigraphisch wertvoll ist der Fund von *Issiodoromys terminus*, der ein oberstampisches Alter beweist; eine Korrelation 1. Ordnung mit dem Stratotyp des Stampien ist allerdings nicht möglich. Die Säugerfundstelle liegt ca. 400 m über der Basis der Schuppe; wahrscheinlich sind die stratigraphisch höchsten Partien der Schuppe bereits dem Aquitanien zuzurechnen.

Zwischen mittelländischer Molasse und Fuchsegg-Schuppe schaltet sich die 2200 m mächtige, aus einer einzigen Formation (Studweid-Formation, Stratotyp Studweid-Profil, Typlokalität Studweid) aufgebaute *Seftigschwand-Schuppe* ein. Lithologisch ist sie sehr ähnlich der Fuchsegg-Schuppe aufgebaut; vereinzelt treten aber Kohlelagen (in der Fuchsegg-Schuppe fanden sich nur vereinzelt verkohlte Schwemmhölzer) und Süsswasserkalke auf; die Nagelfluh tritt prozentual zurück.

Auch hier zeigen verschiedene sedimentogene Strukturen, wenigstens in den höhern Teilen der Schuppe, dass die Ablagerungen normal liegen. Anhaltspunkte für eine weitere Verschuppung innerhalb dieser mächtigen Sedimentfolge fehlen.

Faunistisch finden sich vor allem im mittleren Teil der Abfolge (der allerdings besser aufgeschlossen ist) vermehrt Süsswasserorganismen, neben den z. T. eingeschwemmten terrestrischen Gastropoden und Säugerresten. Die terrestrischen Organismen weisen wegen ihres relativ guten Erhaltungszustandes auf das Bestehen von temporären Festlandsgebieten hin, da ein langer Transportweg für die sehr zerbrechlichen Gastropodenschalen nicht angenommen werden kann.

Für die chronostratigraphische Zuweisung der Sedimente sind die Säugerreste wertvoll. In der ca. 700 m über der Basis der Schuppe liegenden Fundstelle Seligraben fand sich eine Fauna (vgl. Tab. 1), die auf mittleres bis oberes Aquitanien hinweist. Die stratigraphisch ca. 40 m tiefer liegende Fundstelle Dürrbachgraben gehört auf Grund der Mammalierreste ins Aquitanien; die Fauna ist eventuell etwas älter als die des Seligrabens. Auch hier sind chronostratigraphische Korrelationen 1. Ordnung mit den Typlokalitäten nicht möglich.

Da über der mittel- bis oberaquitanen Säugerfundstelle ein ca. 1500 m mächtiger Sedimentstoss folgt, fragt es sich, eine normalstratigraphische Abfolge vorausgesetzt, ob nicht auch burdigale Sedimente am Aufbau der Schuppe beteiligt sein könnten; Beweise für diese Vermutung fehlen.

Die beiden Molasseschuppen lassen sich nach W und E korrelieren:

Im westlich anschliessenden Gebiet wird die Fuchsegg-Schuppe teilweise (oder ? vollständig) von den höhern tektonischen Elementen bedeckt. Im Gebiet von Bulle entsprechen wahrscheinlich die südlichen Teile der Ecaille du Gérignoz (Mornod 1949) den Sedimenten der Fuchsegg-Schuppe.

Die Seftigschwand-Schuppe lässt sich vor den höhern tektonischen Elementen bis in die Gegend von La Roche (Ecaille de la Roche; Emmenegger 1962) und Bulle (Ecaille du Gérignoz s. str.; Oberes Stampien bis ?Unteres Aquitanien; Mornod 1949) verfolgen.

Beck (1946) hat angenommen, dass die von ihm als Arbeitshypothese geschaffene Seftigschwand-Schuppe als über den verkehrt liegenden N-Schenkel (Giebelegg-Schuppe Rutsch 1933) geschobener S-Schenkel der Falkenfluh-Antiklinale aufzufassen sei. Die Fuchsegg-Schuppe verbindet er entsprechend mit der Zulg–Hombach-Zone.

Als wahrscheinlicher darf vermutet werden (vgl. Fig. 2), die Fuchsegg-Schuppe bilde die westliche Fortsetzung der Blumen-Schuppe (= Bäuchlen–Honegg-Schuppe) E der Aare, mit ihren unter- bis (?) oberstampischen Sedimenten, und die Seftigschwand-Schuppe sei die Fortsetzung der Zulg–Hombach-Schuppe (= Schangnau-Schuppe) mit ihren stampischen (?oberstampischen) Sedimenten. Westlich der Aare sind offenbar jüngere Sedimente in den Schuppenbau einbezogen worden.

4. Pleistocaen

Ein grosser Teil der untersuchten Region wird von wenig mächtigen pleistocaenen Ablagerungen bedeckt. Im ganzen Gebiet tritt nur Aareerratikum auf, das vom würmeiszeitlichen Aaregletscher abgelagert worden ist.

An den zur Gürbe abfallenden Hängen lassen sich verschiedene mehr oder weniger deutliche Rückzugsstadien nachweisen, die sich gut mit den von Rutsch (1947) im nördlich anschliessenden Gebiet von Rüeggisberg gefundenen Stadien korrelieren lassen.

5. Paläontologischer Teil

Da die Bestimmungen der terrestrischen Gastropoden aus dem Gurnigelgebiet revidiert werden mussten, sind systematische Untersuchungen über Gastropoden der Familien *Pomatiidae*, *Clausiliidae* und *Helicidae* aus der oligocaenen und miocaenen Molasse des Gebietes zwischen Gurnigel und Napf durchgeführt worden. Neben der Revision zahlreicher Bestimmungen früherer Bearbeiter und der Bestimmung vieler neuer Funde waren vor allem Fragen der Artabgrenzung und des stratigraphischen Leitwertes der einzelnen Arten zu behandeln.

Faunenliste

Oligocaen:

Pomatias cfr. *antiquum* (Brongniart 1810)
Pomatias sp. indet.
Triptychia (Triptychia) cfr. *antiqua* (Zieten 1830)
Triptychia (Triptychia) sp. indet.
Cepaea cfr. *rugulosa* (Zieten 1830)
Cepaea? sp. indet.

Miocaen:

Pomatias consobrinum (Sandberger 1874)
Pomatias cfr. *consobrinum* (Sandberger 1874)
Tudorella cfr. *lartetii* (Noulet 1854)
Triptychia (Triptychia) cfr. *grandis* (Klein 1846)
Tropidomphalus (Pseudochloritis) cfr. *incrassatus* (Klein 1853)
Tropidomphalus (Pseudochloritis) aff. *incrassatus* (Klein 1853)
Tropidomphalus? sp. indet.
Klikia (Apula) coarctata coarctata (Klein 1853)
Klikia sp. indet.
Cepaea cfr. *silvana* (Klein 1853)
Cepaea sp. indet.
Cepaea? sp. indet.

Die wichtigsten Ergebnisse

1.) *Pomatias consobrinum* (Sandberger) ist nicht, wie das bis heute angenommen worden ist, leitend für das Tortonien, sondern tritt bereits im Helvétien auf.

2.) Die für das Chattien leitende Art *Pomatias antiquum* (Brongniart) zeigt Übergänge zu der schlecht definierten Art *P. schneidi* Jooss aus dem Chattien. Untersuchungen über die Variationsbreiten der beiden Arten müssten die Abgrenzung klarstellen.

3.) Die meisten der bis heute in der Literatur beschriebenen fossilen Triptychien lassen sich nur mit Vorbehalt in die Subfamilia *Triptychiinae* einreihen, da der Nachweis, dass der charakteristische Schliessapparat der Triptychien vorhanden ist, sehr selten erbracht worden ist.

4.) Die spezifischen Unterschiede der Arten *Triptychia escheri* (Sandberger), leitend für das Chattien, und *Tr. antiqua* (Zieten), leitend für das Aquitanien, sind sehr gering; es müsste untersucht werden, ob sie statistisch gesichert sind.

5.) *Triptychia molassica* Boettger tritt in den untersuchten Faunen entgegen der Ansicht von Gerber und Baumberger nicht auf. Wahrscheinlich ist diese schlecht definierte Art mit *Triptychia antiqua* (Zieten) zu vereinigen.

6.) Bei den aus dem Helvétien des Schwendlenbades und des Jensbergs beschriebenen Funden von *Tropidomphalus incrassatus* (Klein), soweit die Funde noch vorliegen, handelt es sich um spezifisch nicht bestimmbare Exemplare oder um Fehlbestimmungen. *Tr. incrassatus* scheint daher, wie das Wenz (1923) annimmt, auf das Tortonien und Sarmatien beschränkt zu sein.

7.) *Klikia (Apula) coarctata coarctata* (Klein) ist nicht auf das Tortonien und Sarmatien beschränkt (vgl. Wenz 1923), sondern tritt bereits im Helvétien auf. Die Abgrenzung dieser Art gegenüber der aquitanen Form *Klikia (Klikia) jungi jungi* (Boettger) ist ungenau definiert. Eine Untersuchung an einer genügenden Zahl gut erhaltener Exemplare müsste zeigen, ob die Unterschiede statistisch gesichert sind.

8.) Es wird darauf hingewiesen, wie gering die spezifischen Unterschiede bei den meisten fossilen Heliciden sind. Eine sichere Bestimmung ist nur an sehr gut erhaltenen Exemplaren möglich. Die Abgrenzungen der Arten des Formenkreises *Cepaea silvana* (Klein) – *C. bohemica* (Boettger) – *C. kinkelini* (Boettger) müssten genauer untersucht werden.

9.) Die von Liechti (1928) als charakteristisch für das Tortonien beschriebene Fauna des Kohlehorizontes zwischen Emme und Ilfis ist, soweit sie noch aufgefunden werden konnte, so schlecht erhalten, dass eine sichere Bestimmung der terrestrischen Gastropoden nicht möglich ist und die Bestimmung der limnischen Formen stark angezweifelt werden muss; damit wird auch die stratigraphische Zuweisung des Kohlehorizontes fraglich.

TAFELN

Legende zu Tafel I

Gastropoden der Familien POMATIIDAE, CLAUSILIIDAE und HELICIDAE

Abb.1 *Pomatias consobrinum* (Sandberger 1874)
Exemplar aus Coll. Kissling, MB, Nr. RVB 62.
Helvétien, Schwendlenbad ..... x 1.5

Abb.2 *Pomatias consobrinum* (Sandberger 1874)
Exemplar aus Coll. Kissling, MB, Nr. RVB 63.
Helvétien, Schwendlenbad.
Umbilicalregion; Mündungswulst erkennbar ..... x 1.5

Abb.3 *Pomatias consobrinum* (Sandberger 1874)
Exemplar aus Coll. Kissling, MB, Nr. RVB 70.
Helvétien, Schwendlenbad.
Operculum, Externseite ..... x 2.0

Abb.4 *Pomatias consobrinum* (Sandberger 1874)
Exemplar aus Coll. Baumberger, MBa, Nr. H 1003/4.
Tortonien, Mörsingen ..... x 1.5

Abb.5 *Pomatias* cfr. *antiquum* (Brongniart 1810)
Exemplar aus Coll. Beck, MBa, Nr. H 14023.
?Chattien bis ?Aquitanien, Bresserengraben ..... x 1.5

Abb.6 *Pomatias antiquum antiquum* (Brongniart 1810)
Exemplar aus Coll. Baumberger, MBa, Nr. H 997/15.
Stampien, Ramondikalke, zwischen Hochheim und Flörsheim ..... x 1.5

Abb.7 Umbilicalregion des gleichen Exemplars Nr. H 997/15 ..... x 1.5

Abb.8 *Pomatias antiquum antiquum* (Brongniart 1810)
Exemplar aus Coll. Baumberger, MBa, Nr. H 916/5.
Stampien, Ramondikalke, zwischen Hochheim und Flörsheim.
Operculum, Externseite mit Spiralwulst ..... x 2.0

Abb.9 *Triptychia* (*Triptychia*) cfr. *antiqua* (Zieten 1830)
Exemplar aus Coll. Gerber, MB, Nr. RVB 34.
?Aquitanien, Fuchsegg ..... x 1.5

Abb.10 *Triptychia* (*Triptychia*) *antiqua* (Zieten 1830)
Exemplar aus Coll. Baumberger, MBa, Nr. H 567/10.
Mittleres Aquitanien, Thalfingen ..... x 1.5

Abb.11 *Triptychia* (*Triptychia*) *antiqua* (Zieten 1830)
Exemplar aus Coll. Baumberger, MBa, Nr. H 567/11.
Mittleres Aquitanien, Thalfingen.
Mündung mit Subcolumellarlamelle (a), Unterlamelle (b) und Oberlamelle (c) ..... x 2.5

Abb.12 *Klikia* (*Apula*) *coarctata coarctata* (Klein 1853)
Exemplar aus Coll. Kissling, MB, Nr. RVB 492.
Helvétien, Schwendlenbad ..... x 1.5

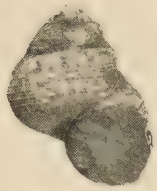
Abb.13 Umbilicalansicht von Nr. RVB 492 ..... x 1.5

Abb.14 Lateralansicht von Nr. RVB 492 ..... x 1.5

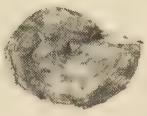
Abb.15 *Klikia* (*Klikia*) *jungi jungi* Boettger 1897
Exemplar aus Coll. Baumberger, MBa, Nr. H 287/3.
Oberes Aquitanien, Budenheim ..... x 1.5

Abb.16 Umbilicalansicht, gleiches Exemplar Nr. H 287/3 ..... x 1.5

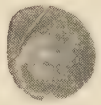
Abb.17 Lateralansicht, gleiches Exemplar Nr. H 287/3 ..... x 1.5



1



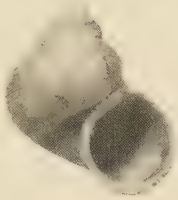
2



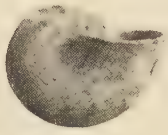
3

4

5



6



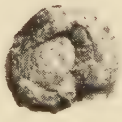
7

8

9

10

11



12

13

14

15

16

17

Fotos A. Sommer, Geol. Inst. Bern

Curriculum vitae

Ich wurde am 1. März 1935 als Sohn des Johann Gottfried und der Nathalia geb. Stulz in Muri bei Bern geboren. Nach dem Tode meines Vaters im Jahre 1939 siedelten wir nach Bern über, wo ich die Primar- und die städtischen Mittelschulen besuchte. Im Herbst 1955 bestand ich die Maturität (Typus C) am Städtischen Gymnasium.

Anschliessend immatrikulierte ich mich an der philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern, um Geologie zu studieren.

Während meines Studiums besuchte ich Vorlesungen und Praktika folgender Professoren und Dozenten:

J. Cadisch (Geologie), W. Feitknecht (Anorg. Chemie), J. Geiss (Atomphysik), H. R. Grunau (Geologie – Stratigraphie), F. G. Houtermans (Experimentalphysik), W. Huber (Spezielle Zoologie), Th. Hügi (Sedimentpetrographie – Mineralchemie), Frl. E. Jäger (Absolute Altersbestimmung), J. Klaus, Universität Freiburg (Mikropaläontologie), F. E. Lehmann (Zoologie), M. Lüscher (Physiologie), Frau M. Meyer-Holzapfel (Tierpsychologie), W. Nabholz (Stratigraphie – Sedimentologie), E. Niggli (Mineralogie – Petrographie), W. Nowacki (Kristallchemie), C. Peyrou (Kernphysik), M. Reichel, Universität Basel (Mikropaläontologisches Praktikum), S. Rosin (Zoologie – Biologie), R. F. Rutsch (Geologie – Paläontologie), W. Scherrer (Mathematik), W. Schopfer (Botanik), R. Signer (Organische Chemie), A. Streckeisen (Petrographie), A. E. Süsstrunk (Geophysik).

Nebenfachexamen: Mineralogie – Petrographie, Zoologie.

Vom Frühjahr 1957 bis zum Frühjahr 1958 war ich Assistent von Herrn Prof. J. Cadisch, anschliessend bis im Sommer 1964 Assistent von Herrn Prof. R. F. Rutsch am Geologischen Institut der Universität Bern.

Neben meinen Studien behandelte ich im Auftrage von Herrn Prof. R. F. Rutsch zahlreiche Fragen der angewandten Geologie.

Sandsteine mit Mergelzwischenlagen

Gurnigelflysch unter geringer Bedeckung vermutet

WILDFLYSCH Maestrichtien – Priabonien

Mergel mit Schürflingen (Trias – Kreide)

Wildflysch unter geringer Bedeckung vermutet

SUBALPINER RANDFLYSCH Oligocaen (Lattorfien – Rupélien)

Jordisboden – Mergel

Goldegg – Sandsteine: Sandsteine und Mikrokonglomerate mit vulkanischen Komponenten

Subalpiner Randflysch unter geringer Bedeckung vermutet

Schürfling (Ob. Mitteleocaen)

MOLASSE

FUCHSEGG – SCHUPPE Chattien (–?Aquitanien)

Sandsteine und Mergel wechsellagernd

Nagelfluh, polymikt

Kalk – Nagelfluh der Lienegg

Molasse der Fuchsegg – Schuppe unter geringer Bedeckung vermutet

SEFTIGSCHWAND – SCHUPPE (?Chattien –) Aquitanien

Sandsteine und Mergel wechsellagernd

Nagelfluh, polymikt

Molasse der Seftigschwand – Schuppe unter geringer Bedeckung vermutet

QUARTAER

PLEISTOCAEN (Würm)

Moräne aufgeschlossen

Moräne vermutet

Seeton aufgeschlossen

Moränenwälle mit scharfer Kammlinie

Moränenwälle gerundet

Soll

⊕ Gruppe erratischer Blöcke

× Kristalline Gesteine i. allg.

×A Aaregranite, Gasterngranite

×Gn Gesteine der nördlichen Gneiszone

×HG Habkerngranit

×S Sedimente i. allg.

×K Kalke i. allg.

×T Tschingelkalk

×D Eisensandstein (Dogger)

×E Echinodermenbrekzie

×F Flysch i. allg.

×N Niesenbrekzie

×h Hornfluhbrekzie

HOLOCAEN

a Alluvialböden

Moor, Ried, Sumpf

Moor, Sumpf, drainiert

0

1 : 10 000

N

Topographische Unterlage:
Plan 1:10 000 der Schweiz. G
Vermessung, Blatt Wattenw
(nachgeführt bis Ende 1962
Aequidistanz 10 m
RPN 373.6 m

$P_1 - P_2$ Lage der Profile 1–5 (vgl. Ta

ZEICHEN

33 Streichen und Fallen, Zahl: Fa
(3

Horizontale Lage der Schichten

Fältelung

Aufschiebung beobachtet

Aufschiebung vermutet

Ueberschiebungsfläche vermutet

Ehemalige Flussläufe

Ehemaliger Gürbelauf ung. um 17
(nach J.L. Reinhardt 1731)

Trockental

Kleine Gebiete ohne oberirdische

Quelle, ungefasst, Wasseraustritt

Quelle, gefasst

Reservoir

-2 Sodbrunnen, mit Tiefenangabe

a Sodbrunnen, aufgelassen

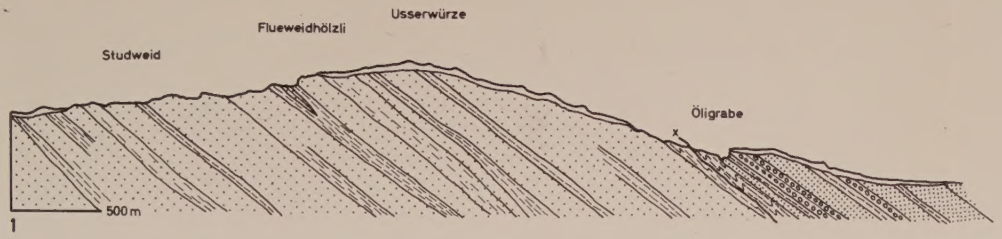
Grundwasseraufstoss, ungefass

Grundwasseraufstoss, gefasst

Versickerungstrichter, Einsturztr

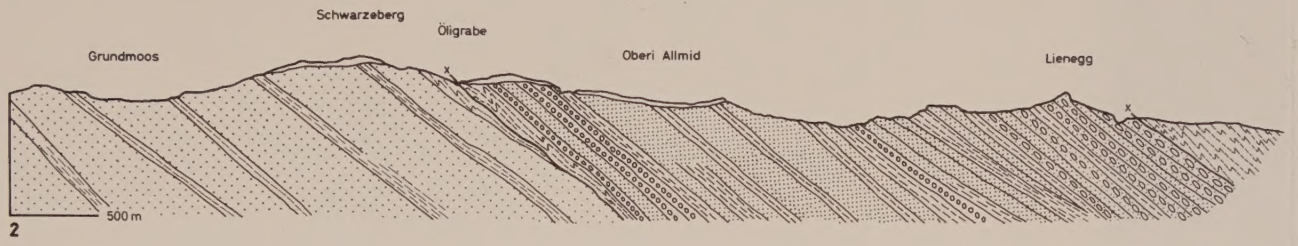
Geologische Profile durch das östliche Gurnigelgebiet

Lage der Profilachsen siehe Tafel II
Profile in der Fallrichtung (Mittelwert N 150° E)



N 330° E

N 150° E



PREALPES EXTERNES

GURNIGELFLYSCH Paleocaen - Lutétien

- Mergel
- Sandstein

WILDFLYSCH Maestrichtien - Priabonien

- Mergel mit Schürflingen (Trias - Kreide)

SUBALPINER RANDFLYSCH Oligocaen (Lattorfien - Rupélien)

- Jordisboden - Mergel
- Goldegg-Sandsteine: Mikrokonglomerate und Sandsteine mit vulk. Komponenten
- Schürfling ((Ob. Mitteleocaen)

MOLASSE

FUCHSEGG - SCHUPPE Ob. Chattien (-?Aquitanien)

- Mergel
- Sandstein
- Polymikte Nagelfluh

} Öligrabe - Formation

- Kalknagelfluh — Lienegg - Formation

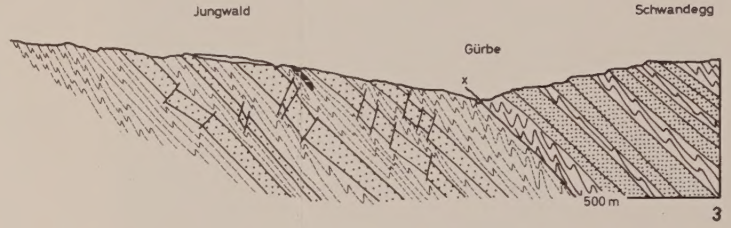
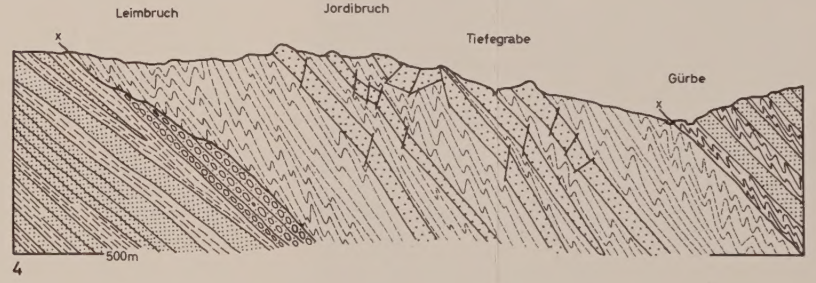
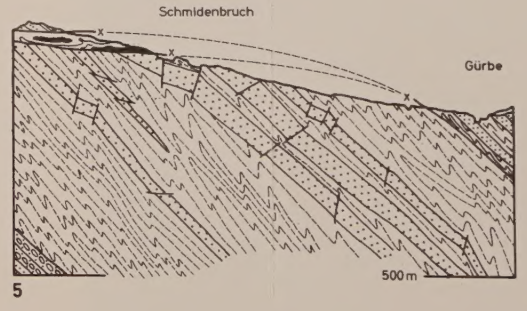
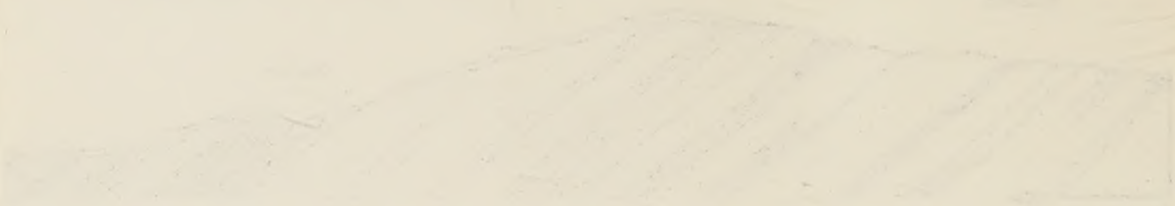
SEFTIGSCHWAND - SCHUPPE (?Chattien -) Aquitanien

- Süsswasserkalk
- Mergel
- Sandstein und untergeordnet polymikte Nagelfluh

} Studweid - Formation

QUARTÄR Würmvergletscherung

- Kies, untergeordnet Sand und Silt

x—— Tektonische Störungslinien

0 1 : 20000 1 km